

Metamorfismo de alto gradiente P/T en la Sierra de Pie de Palo (Sierras Pampeanas, Argentina): modelado de equilibrio de fases minerales e implicancias geodinámicas en el antearco famatiniano

Carlos Dino Ramacciotti^{1,2}, César Casquet³, Edgardo Gaspar Baldo^{1,2}, Sebastián Osvaldo Verdecchia^{1,2}, Matías Martín Morales Cámara^{1,2}, Priscila Soledad Zandomeni^{1,2}

¹ Universidad Nacional de Córdoba. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Córdoba, Argentina. Avda. Vélez Sarsfield 1611, Ciudad Universitaria, X5016CA Córdoba, Argentina.

carlosramacciotti@yahoo.com.ar; edgardo.baldo@unc.edu.ar; sverdecchia@gmail.com; matiasmoralesc@gmail.com; priscilazandomeni@hotmail.com

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), Centro de investigaciones en Ciencias de la Tierra, (CICTERRA), Haya de la Torre s/n, Ciudad Universitaria, Córdoba, Argentina.

³ Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias Geológicas, Instituto de Geociencias (IGEO, CSIC), Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España.

casquet@ucm.es

RESUMEN. La Sierra de Pie de Palo (SPP, Sierras Pampeanas Occidentales) presenta evidencia de dos metamorfismos: uno de edad mesoproterozoica (orogenia Grenvilliana) y otro de edad ordovícica (orogenia Famatiniana). Este último es el único registrado en las secuencias sedimentarias neoproterozoicas-cámbricas que forman la cubierta del basamento grenvilliano. Un esquistos estaurolítico procedente de la Secuencia Metasedimentaria Difunta Correa (Ediacarensis) en el sector suroriental de la SPP permite deducir, mediante la construcción de pseudosecciones, una evolución progradada desde los *ca.* 3 kbar y 515 °C hasta los *ca.* 9 kbar y 640 °C correspondiente a un alto gradiente P/T . Junto con Loma de Las Chacras, ubicada inmediatamente al este del área de estudio, la Sierra de Pie de Palo forma parte del antearco famatiniano el cual muestra variaciones de $P-T$ transversalmente al arco magmático famatiniano. Dichas variaciones se registran como una disminución de P (desde *ca.* 13 hasta 6 kbar), T (desde *ca.* 900 hasta 450 °C) y gradiente geotérmico (desde *ca.* 85 hasta 35 °C/kbar) desde el área adyacente al arco magmático al este (Loma de Las Chacras) en dirección hacia el margen continental activo al oeste. El sector más próximo al mismo es el Grupo Caucete en el flanco occidental de la Sierra de Pie de Palo. El metamorfismo ocurrió, aparentemente, de forma sincrónica con el magmatismo famatiniano y con un sistema de infra-corrimientos dúctiles de vergencia oeste, a los *ca.* 470-465 Ma como consecuencia de la inhumación del antearco por debajo del arco magmático.

Palabras clave: Orogenia Famatiniana, Ordovícico, Antearco, Metamorfismo de alto gradiente P/T , Sierras Pampeanas Occidentales.

ABSTRACT. High P/T metamorphism in the Sierra de Pie de Palo (Sierras Pampeanas, Argentina): mineral phase equilibria modelling and geodynamic implications for the Famatinian forearc. The Sierra de Pie de Palo (SPP, Western Sierras Pampeanas) shows evidence of two regional metamorphisms: one Mesoproterozoic attributed to the Grenvillian orogeny and other of Ordovician age related to the Famatinian orogeny. The Neoproterozoic-to-Cambrian sedimentary successions that cover the Grenvillian basement only record the Ordovician event. One staurolite-schist from the Ediacaran Difunta Correa Metasedimentary Sequence collected in the southeastern side of the SPP allows to constrain, by means of pseudosections, a prograde evolution from *ca.* 3 kbar and 515 °C up to *ca.* 9 kbar and 640 °C corresponding to a high P/T gradient. The SPP and the immediately east Loma de Las Chacras outcrop were part of the famatinian forearc which shows a progressive decrease of P (from *ca.* 13 kbar to 6 kbar), T (from *ca.* 900 °C to 450 °C), and P/T gradient (from *ca.* 85 °C/kbar to 35 °C/kbar) towards the active continental margin on the west. The Caucete Group, in the western side of the SPP, represents the westernmost part of the forearc, near to the active continental margin. Metamorphism was apparently coeval with the Famatinian magmatism and with ductile underthrusting at *ca.* 470-465 Ma, which led to burial of the forearc beneath the magmatic arc.

Keywords: Famatinian Orogeny, Ordovician, Forearc, High P/T metamorphism, Western Sierras Pampeanas.

1. Introducción

Las Sierras Pampeanas de Argentina constituyen un laboratorio natural excepcional donde se exponen rocas asociadas a procesos geológicos atribuidos a la formación y ruptura del supercontinente Rodinia (Meso-Neoproterozoico; e.g., Vujovich y Kay, 1998; Baldo et al., 2006; Colombo et al., 2009; Rapela et al., 2010; Varela et al., 2011) y a la formación de Gondwana (Neoproterozoico-Paleozoico Inferior; e.g., Rapela et al., 1998). Esta singularidad ocurre como consecuencia de la subducción plana de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana durante el Mioceno, entre los ca. 27° y 33° S la cual exhuma bloques de basamento ígneo-metamórfico en el antepaís andino (Jordan y Allmendinger, 1986). Durante el Paleozoico inferior se desarrollaron, en el margen suroeste (SO) de Gondwana, dos orogenias que se encuentran ampliamente representadas en las

Sierras Pampeanas: orogenia Pampeana (Cámbrico Inferior) y orogenia Famatiniana (Ordovícico) (Fig. 1). La orogenia Pampeana se encuentra representada por un arco magmático calcoalcalino y rocas metamórficas de bajo a alto grado metamórfico de ca. 545-520 Ma (Casquet et al., 2018 y referencias allí citadas) mientras que la orogenia Famatiniana desarrolla un arco magmático de ca. 490-460 Ma (e.g., Pankhurst et al., 1998, 2000) y metamorfismo regional entre 480-440 Ma (e.g., Casquet et al., 2001; Lucassen y Becchio, 2003; Steenken et al., 2006; Mulcahy et al., 2011, 2014). Esta última ha sido atribuida a la colisión del terreno exótico Precordillera con el margen SO de Gondwana, con diferentes hipótesis respecto al origen y edad de acreción de dicho terreno (Ramos et al., 2004; Finney et al., 2007 y referencias allí citadas). Una de las ideas más aceptadas postula que este terreno se habría separado de Laurentia en el Cámbrico Inferior y habría colisionado en

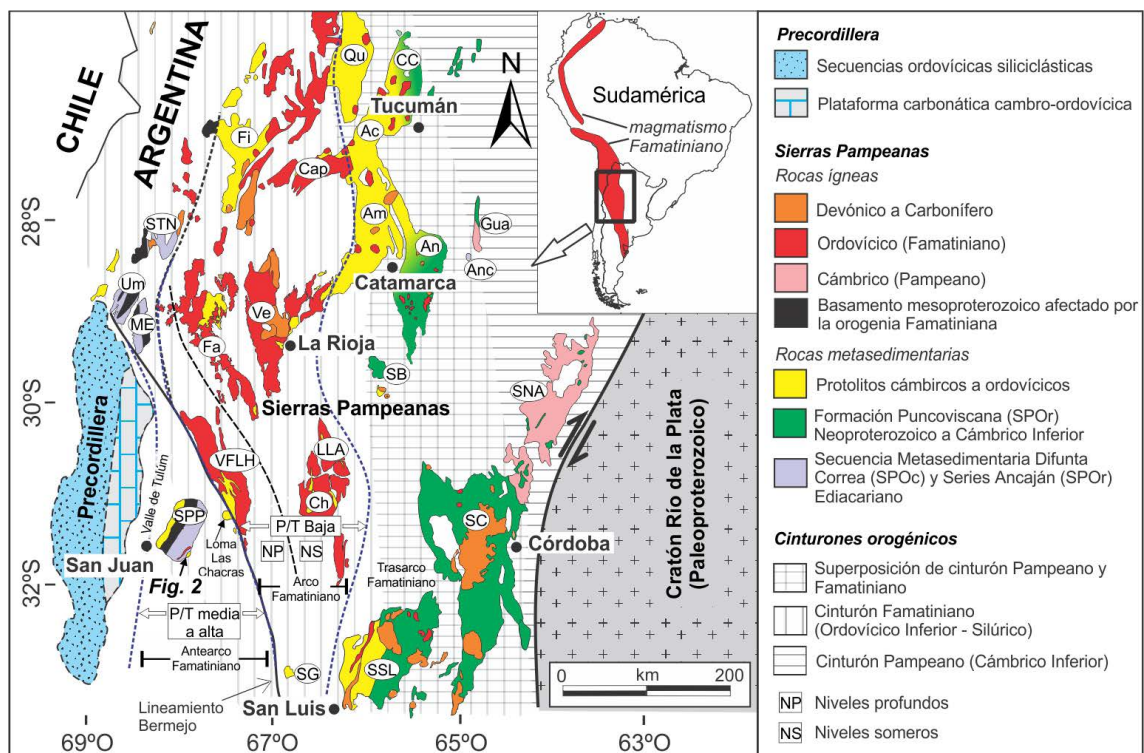


FIG. 1. Mapa geológico de las Sierras Pampeanas y Precordillera modificado de Rapela et al. (2016). **Ac:** Aconquija. **Am:** Ambato. **An:** Ancasti. **Anc:** Ancaján. **CC:** Cumbres Calchaquies. **Cap:** Capillitas. **Ch:** Chepes. **Fa:** Famatina. **Fi:** Fimbalá. **Gua:** Guasayán. **ME:** Maz-Espinal. **LLA:** Los Llanos. **SB:** Sierra Brava. **SC:** Sierras de Córdoba. **SG:** Sierra de El Gigante. **SNA:** Sierra Norte-Ambargasta. **SPP:** Sierra de Pie de Palo. **SSL:** Sierra de San Luis. **STN:** Sierra del Toro Negro. **Um:** Umango. **VFLH:** Valle Fértil-La Huerta. **Ve:** Velasco. **Qu:** Quilmes.

el Ordovícico (e.g., Astini *et al.*, 1995; Thomas y Astini, 2003; Astini y Dávila, 2004).

La Sierra de Pie de Palo (SPP) corresponde a una de las sierras más occidentales de las Sierras Pampeanas, ubicada entre la Precordillera al oeste y las rocas del arco magmático famatiniano aflorantes en la Sierra de Valle Fértil-La Huerta al este (Fig. 1). El bloque de Pie de Palo fue originalmente interpretado como el basamento de la plataforma carbonática de Precordillera formando un terreno compuesto denominado Cuyania (Ramos, 2004 y referencias allí citadas). Esta idea implicaba que el bloque de Pie de Palo habría formado parte de la placa inferior durante la subducción famatiniana dirigida hacia el este. Sin embargo estudios posteriores indican que el bloque de Pie de Palo habría formado parte del margen SO de Gondwana desde el Cámbrico Inferior y que correspondería a la placa superior durante la subducción Ordovícica, formando parte del antearco famatiniano (e.g., Mulcahy *et al.*, 2011; Baldo *et al.*, 2012; Ramacciotti *et al.*, 2014, 2017, 2018). En este contexto, por su litología y ubicación, la SPP constituye una pieza clave en el rompecabezas geotectónico del orógeno Famatiniano. En ella se encuentran rocas de edad grenvilliana (ca. 1.000-1.300 Ma; McDonough *et al.*, 1993; Rapela *et al.*, 2010 y referencias allí citadas), una cubierta metasedimentaria ediacareense de afinidad lauréntica (Galindo *et al.*, 2004; Ramacciotti *et al.*, 2015a, b; Rapela *et al.*, 2016) y rocas ígneas y metamórficas ordovícicas (Casquet *et al.*, 2001; Mulcahy *et al.*, 2011; Baldo *et al.*, 2012) que contribuyen al entendimiento de procesos orogénicos ocurridos entre el Mesoproterozoico y el Paleozoico inferior en este sector de Sudamérica.

La evolución tectono-metamórfica de la SPP durante la orogenia Famatiniana es aún poco conocida, ya que la mayoría de los trabajos previos se han concentrado en estimar las condiciones de presión y temperatura (*P-T*) del clímax metamórfico con métodos termobarométricos convencionales (Casquet *et al.*, 2001; Mulcahy *et al.*, 2011, van Staal *et al.*, 2011). Además no se ha realizado, previo a este trabajo, un análisis comparativo del metamorfismo dentro del antearco en relación con la tectónica del mismo. En esta contribución se establecen las condiciones y gradiente *P-T* de un esquisto estaurolítico (metapelita) ubicado al sureste de la SPP mediante el modelado de equilibrio de fases minerales (pseudosecciones; Powell y Holland, 2008). Estos datos son integrados

con los obtenidos por otros autores con la finalidad de establecer la evolución tectonotérmica del antearco famatiniano en este sector de las Sierras Pampeanas.

2. Marco geológico

2.1. Orogenia Famatiniana

Esta orogenia fue definida por Aceñolaza y Toselli (1973) en el noroeste Argentino para designar a las secuencias comprendidas entre la discordancia Tilcárica, atribuida a la orogenia Pampeana (Cámbrico Inferior), y el Devónico Superior. El orógeno Famatiniano comprende una extensa área que abarca desde la Patagonia hasta Venezuela (Ramos, 2018), y está representado en las Sierras Pampeanas por un arco magmático de composición máfica a félsica de edad ca. 470 Ma (e.g., Pankhurst *et al.*, 1998, 2000; Dahlquist *et al.*, 2008, 2012; Ducea *et al.*, 2010, 2017; Otamendi *et al.*, 2017). Se reconoce además, un dominio de basamento esencialmente proterozoico al oeste del arco magmático (ver más abajo) en el que se ubica la SPP, objeto de este trabajo, y una extensa región al este del mismo que se extiende hasta las Sierras de Córdoba (trasarco famatiniano) constituida mayoritariamente por rocas metasedimentarias prefamatinianas (Cámbrico Inferior) (Fig.1). El metamorfismo regional famatiniano en las Sierras Pampeanas se reconoce en los tres dominios mencionados con edades entre ca. 480 y 440 Ma (e.g., Casquet *et al.*, 2001; Gallien *et al.*, 2010; Larrovere *et al.*, 2011; Mulcahy *et al.*, 2014) y condiciones *P-T* variables de acuerdo con la posición respecto del arco magmático (Otamendi *et al.*, 2008; Fig. 1). La región del arco magmático y el trasarco se caracterizan por un metamorfismo de bajo gradiente *P/T* y trayectorias antihorarias con presiones menores a 8 kbar y temperaturas de hasta ca. 900 °C, encontrándose la zona de mayor profundidad en las Sierras de Cerro Toro y Valle Fértil, y la zona más somera en las sierras de Famatina, Chepes y Velasco (Dahlquist y Baldo, 1996; Hauzenberger *et al.*, 2001; Büttner *et al.*, 2005; Dahlquist *et al.*, 2005; Murra y Baldo, 2006; Steenken *et al.*, 2006; Delpino *et al.*, 2007; Castro de Machuca *et al.*, 2008; Otamendi *et al.*, 2008; Gallien *et al.*, 2010, 2012; Larrovere *et al.*, 2011, Alasino *et al.*, 2014). En el dominio al oeste del arco magmático famatiniano (Sierra de Pie de Palo, Loma de Las Chacras) es donde se desarrolla un metamorfismo de mayor

presión alcanzando valores de hasta 13 kbar (Baldo *et al.*, 1998; Casquet *et al.*, 2001; van Staal *et al.*, 2011; Mulcahy *et al.*, 2011, 2014).

2.2. Geología de la Sierra de Pie de Palo

La SPP se encuentra formada por un complejo de corrimientos imbricados de vergencia oeste (Casquet *et al.*, 2001; Mulcahy *et al.*, 2011) constituido por láminas tectónicas que pueden contener más de una unidad litoestratigráfica. Sobre la base de los trabajos previos mencionados y de nuestras propias observaciones (Ramacciotti *et al.*, 2015a, b; Ramacciotti, 2016) enumeramos a continuación las principales unidades o láminas tectónicas ordenadas de abajo hacia arriba estructuralmente, y de oeste a este a través de la sierra (Fig. 2): Unidad Cauçete (UC), Unidad Complejo de Pie de Palo (UCPP), Unidad Quebrada Seca (UQS) Unidad La Loma (ULL), Unidad Vallecito (UV) Unidad El Indio (UEI) y Unidad Nikizanga (UN). La litoestratigrafía de la SPP ha sido descrita por Ramacciotti *et al.* (2015a y b).

La UC, ubicada por bajo del corrimiento Pirquitas (van Staal *et al.*, 2011 y referencias allí citadas), está formada por el Grupo Cauçete, una serie metasedimentaria compuesta principalmente de rocas carbonáticas y siliciclásticas con una edad de sedimentación neoproterozoica a cámbrica (Galindo *et al.*, 2004; Naipauer *et al.*, 2010). La UCPP se encuentra entre los corrimientos Pirquitas y Duraznos y está compuesta principalmente por rocas máficas y ultramáficas interpretadas como un complejo ofiolítico mesoproterozoico grenvilliano (e.g., Vujovich y Kay, 1998). La UQS, aflora entre los corrimientos Duraznos y Morales (Ramacciotti, 2016) y corresponde a un basamento de difícil acceso y poco conocido, compuesto principalmente por migmatitas, ortogneises, esquistos y cuarcitas mesoproterozoicas y una cubierta de mármoles y anfibolitas neoproterozoicas equivalente a la Secuencia Metasedimentaria Difunta Correa (SMDC; v. abajo) (Casquet *et al.*, 2001; Vujovich *et al.*, 2004; Mulcahy *et al.*, 2011). La edad de las rocas ígneas mesoproterozoicas alojadas en la UCPP y la UQS varían entre ca. 1.030 y 1.280 Ma (Vujovich *et al.*, 2004; Morata *et al.*, 2010; Rapela *et al.*, 2010; Mulcahy *et al.*, 2011; Garber *et al.*, 2014). Además, dentro de la UQS se encuentran alojados ortogneises tipo “A” con una edad de cristalización de ca. 775 Ma interpretados como evidencia de la ruptura temprana

del supercontinente Rodinia (Baldo *et al.*, 2006). La ULL se extiende entre el cabalgamiento de Morales y la faja de cizalla normal Vallecito y está compuesta principalmente por cuarcitas oscuras pertenecientes a la unidad litoestratigráfica La Loma (Ramacciotti *et al.* 2015a y b) dentro de la SMDC. La SMDC está constituida por una compleja unidad metasedimentaria de plataforma continental, depositada en el Ediacario inferior, compuesta por rocas metasiliciclásticas y metacarbonáticas, descrita y datada por Baldo *et al.* (1998), Rapela *et al.* (2005), Ramacciotti *et al.* (2015a, b). La UV se encuentra entre la zona de cizalla Vallecito y el corrimiento El Indio y se compone principalmente de mármoles pertenecientes a la SMDC mientras que la UEI aflora entre el corrimiento homónimo y la zona de cizalla normal Nikizanga y se compone de rocas metasiliciclásticas además de abundantes intrusiones graníticas ordovícicas alojadas en dicho cabalgamiento (e.g., Granito El Indio; Baldo *et al.*, 2012). Al este de la faja de cizalla extensional Nikizanga aflora la UN formada por el Grupo Nikizanga y la SMDC. El Grupo Nikizanga está formado por rocas metamórficas de bajo grado (mármoles grafiticos, cuarcitas, y filitas) cuyos protolitos sedimentarios se depositaron en el Cámbrico (Ramacciotti *et al.*, 2018). Esta secuencia ha sido correlacionada sobre la base de la composición isotópica de Sr de mármoles y edades U-Pb en circones detríticos con el Grupo Cauçete y con el Grupo Mesón del noroeste de Argentina, y ha sido interpretada como una depositación en una plataforma continental perteneciente al margen suroccidental de Gondwana (Ramacciotti *et al.*, 2018).

El metamorfismo que afecta a las rocas más antiguas de la sierra es atribuido a la orogenia grenvilliana (ca. 1.000-1.250 Ma). Las cubiertas sedimentarias neoproterozoicas-cámbricas (SMDC, Grupo Cauçete y Grupo Nikizanga) muestran un único metamorfismo regional consecuencia de la orogénesis Famatiniana. El pico térmico, próximo al de máximo enterramiento vía infracorrimientos (*underthrusting*), se ha datado entre los ca. 460-470 Ma (Casquet *et al.*, 2001; Vujovich *et al.*, 2004; Mulcahy *et al.*, 2011; Garber *et al.*, 2014). Este evento fue seguido de un metamorfismo dinámico localizado en fajas de cizalla de cinemática variable, aún poco conocido, hacia los ca. 440-415 Ma (Mulcahy *et al.*, 2011; Garber *et al.*, 2014). El metamorfismo grenvilliano fue interpretado a partir de migmatitas miloníticas del basamento mesoproterozoico como un evento

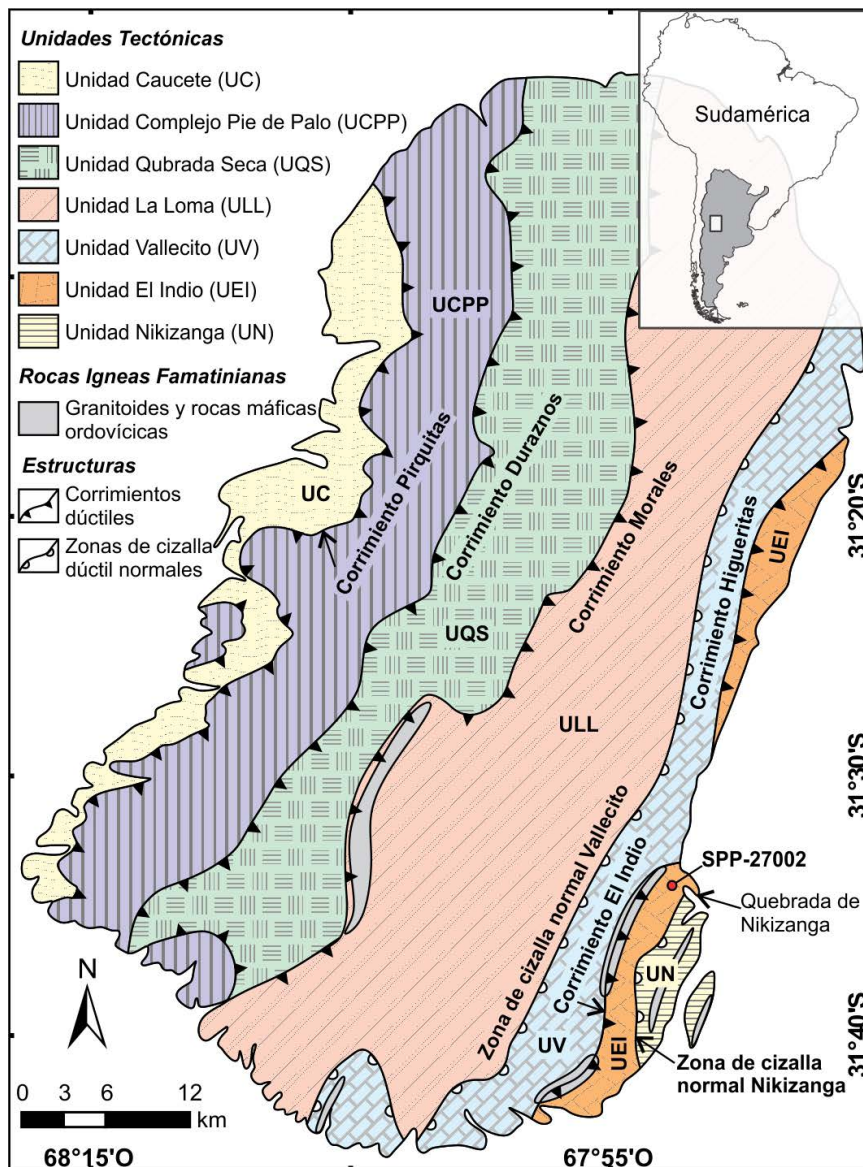


FIG. 2. Mapa geológico simplificado de la Sierra de Pie de Palo (basado en Casquet *et al.*, 2001; Mulcahy *et al.*, 2011; Ramacciotti *et al.*, 2015b) mostrando las principales estructuras, unidades tectónicas y la ubicación de la muestra estudiada (SPP-27002).

de presión media ($6,9 \pm 0,4$ kbar) y alta temperatura (790 ± 17 °C; Casquet *et al.*, 2001). El metamorfismo famatiniano fue caracterizado en el sector occidental de la SPP como un evento de trayectoria *P-T* horaria con condiciones de hasta 13 ± 1 kbar y 600 ± 50 °C (Baldo *et al.*, 1998; Casquet *et al.*, 2001). Van Staal *et al.* (2011) proponen igualmente una trayectoria horaria para el metamorfismo famatiniano con un pico bórico de ca. 13 kbar y 450 °C. Los trabajos mencionados

se focalizaron en el sector occidental y central de la SPP, en tanto que en el sector oriental se dispone de descripciones petrográficas y mineralógicas detalladas de diversos tipos de rocas, pero con estimaciones termobarométricas poco precisas (Seia, 1996). En este trabajo estimamos las condiciones *P-T* de la Unidad El Indio en el sector más oriental de la sierra empleando métodos termobarométricos más precisos (pseudosecciones).

3. Petrografía e interpretación textural

El análisis de las condiciones metamórficas realizado en este trabajo se llevó a cabo en esquistos estaurólíticos de la Unidad tectónica El Indio ubicados en la quebrada de Nikizanga (Fig. 2). Tal como se expone en esta sección y en la siguiente estas rocas poseen una gran cantidad de información textural, como así también una composición química y mineral que facilitan el modelado de equilibrio de fases. Los esquistos estaurólíticos pertenecen a la SMDC y afloran esporádicamente en niveles de unos 5 m de espesor, intercalados con esquistos con muscovita y granate, y esquistos con granate, muscovita y anfíbol (Fig. 3). La alternancia de niveles de diferentes composiciones, representa el registro relíctico de la estratificación (S_0). Esta superficie ha sido sobreimpresa por una foliación (S_1) registrada dentro y fuera de los porfiroblastos (ver abajo), la cual representa la foliación principal de la unidad, con una orientación aproximada NNE-SSO en el sector suroriental de la sierra.

El estudio se focaliza en una muestra de estos esquistos estaurólíticos (SPP-27002; 31°34'46" S-67°52'51" O). La asociación mineral está compuesta de estaurólita, granate, biotita, muscovita, plagioclasa, cuarzo, ilmenita, rutilo, apatita y circón. La roca muestra una única foliación S_1 , definida en una matriz de cuarzo, muscovita y plagioclasa, sobre la que crecen porfiroblastos de biotita, estaurólita y granate, los dos primeros sin orientación preferencial

y a menudo cortando la S_1 . En los tres casos, los porfiroblastos crecen sobre la S_1 atrapando inclusiones principalmente de cuarzo, que definen una foliación interna (S_i) recta y continua con la foliación externa ($S_e=S_1$) que se curva a su alrededor (Fig. 4A). También hay inclusiones de ilmenita y rutilo, por lo general concordantes con la S_i aunque a veces están cruzadas (Fig. 4B). Es destacable la presencia de inclusiones de granate y biotita en la estaurólita, que representan una etapa temprana de cristalización de estos minerales (Fig. 4C).

El granate (Grt) registra dos variedades texturales. El Grt₁, el más abundante, presenta el patrón orientado ya mencionado de inclusiones rectilíneas de cuarzo (<55 μ m) acompañadas de escasas inclusiones de cristales subhedrales de ilmenita. Tiene formas subhedrales y tamaño de ca. 2 mm. El Grt₂ aparece como bordes de sobrecrecimientos en el Grt₁ o como pequeños cristales individuales en la matriz (Fig. 4A-C). Tiene formas anhedrales a localmente subhedrales, con dimensiones menores a 0,2 mm, como recrecimiento, y tamaños <1 mm en los granos individuales. Presenta inclusiones aciculares de rutilo e ilmenita, además de cuarzo con dimensiones superiores a las registradas en el Grt₁ (ca. 100 μ m), similares al tamaño de grano de la matriz, las cuales definen trayectorias curvas. El contacto entre los granates Grt₂ y Grt₁ suele ser irregular, presentando en algunos sectores límites engolfados, lo que indicaría que el Grt₁ es parcialmente reabsorbido previo o durante el crecimiento del Grt₂.

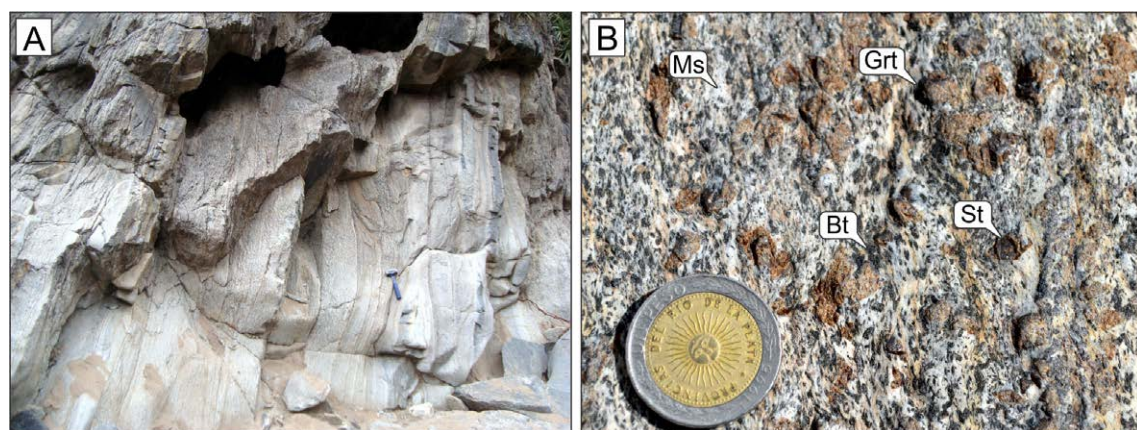


FIG. 3. Afloramiento de los esquistos estaurólíticos. **A.** Intercalaciones de esquistos estaurólíticos con esquistos con granate, anfíbol y muscovita, preservando el bandeo composicional S_0 . **B.** Imagen de detalle de los esquistos estaurólíticos, en la que pueden apreciarse los porfiroblastos de granate, estaurólita y biotita y abundante muscovita. La moneda mide 2,2 cm.

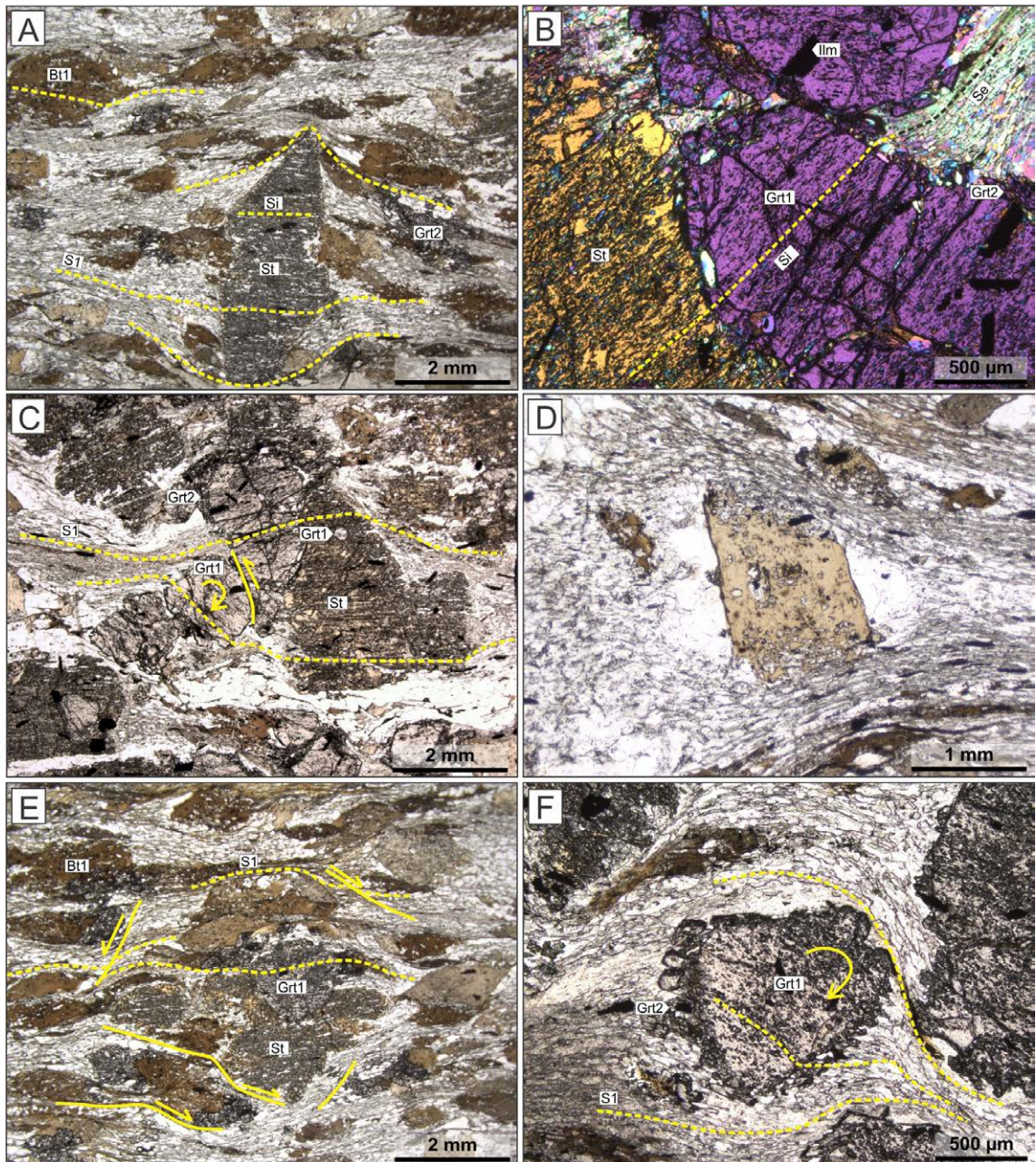


FIG. 4. Fotomicrografías del esquistó estaurólítico SPP-27002. **A.** Textura general porfiroblástica donde pueden verse las foliaciones internas (Si) y externas ($Se=Si$) y las distintas generaciones de granate (Grt_1 y Grt_2). **B.** Fotomicrografía tomada con placa de yeso mostrando la continuidad de la Si al pasar de la estaurólita al Grt, sugiriendo que ambos minerales son paragenéticos. **C.** Microbandas de cizallas conjugadas y rotación de porfiroblastos de Grt_1 . **D.** Rotación a paralelismo de la Bt_1 desarrollando sobras de deformación. **E-F.** Microbandas de cizallas conjugadas y rotación de porfiroblastos de Grt_1 .

Las estaurolitas (St) forman poiquiloblastos euhedrales que pueden alcanzar los 10 mm de largo y suelen encontrarse en contacto con el Grt₁, mostrando una continuidad de la foliación interna al pasar de un mineral al otro (Figs. 4A y B). Se encuentra parcialmente reemplazada en los bordes por muscovita. Por otra parte, la biotita (Bt) se presenta en dos variedades texturales: las Bt₁ corresponden a los poiquiloblastos de ca. 1-2 mm con inclusiones alineadas en forma rectilínea (Si) que se continúan con la foliación externa (Fig. 4A). Las Bt₂ miden aproximadamente 0,5 mm de largo y se encuentran orientadas según Se, ubicándose mayormente en bordes de los poiquiloblastos de Bt₁.

La foliación externa (Se) se encuentra afectada por una deformación co-planar tardía (respecto a Se) que genera el curvamiento de la misma en torno a los poiquiloblastos, principalmente de estaurolita y Grt₁ (Fig. 4A), a la vez que los cristales de Bt₁ rotan hacia paralelismo con la Se y forman sombras de deformación a ambos lados de los mismos (Fig. 4D). Durante esta deformación se generan también microbandas de cizalla conjugadas (Fig. 4E), y en relación con ellas, rotaciones de cristales de Grt₁ (Figs. 4C y F). Durante esta etapa se produce además un incremento en el tamaño de grano de la matriz.

Todas estas microestructuras son posteriores a la formación de los poiquiloblastos. El Grt₂ contiene localmente inclusiones que definen una Si plegada, lo que sugiere que podría ser coetáneo con la deformación co-planar tardía.

4. Geoquímica de roca total y química mineral

La geoquímica de roca total de la muestra de esquistos estaurolítico (SPP-27002) fue tomada de Ramacciotti *et al.* (2015b). Los resultados se muestran en la tabla 1, junto con las composiciones químicas efectivas calculadas y utilizadas en el modelado (ver abajo). La composición química de la muestra SPP-27002 corresponde a una pelita de acuerdo con el diagrama de clasificación de rocas sedimentarias de Herron (1988) con SiO₂ = 59,95%, Al₂O₃ = 18,79% y FeO/MgO = 5,42 (Ramacciotti *et al.*, 2015b).

La composición química de los minerales se determinó en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX) de la Universidad Nacional de Córdoba mediante una microsonda JEOL-JXA-8230. Para análisis realizados con WDS (*Wavelength Dispersive X-ray Spectroscopy*) se utilizó un voltaje de 15 kV y una intensidad de corriente de 20 nA con un haz de 5 micras de ancho, mientras

TABLA 1. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL Y COMPOSICIONES EFECTIVAS UTILIZADAS EN EL MODELADO DE EQUILIBRIO DE FASES.

	% Peso	Límite de Detección	Grt1 núcleo (molar)	Grt1 borde (molar)	Grt2 (molar)
H ₂ O	-	-	16,27	16,76	6,34
SiO ₂	59,95	0,625	58,51	58,99	72,21
Al ₂ O ₃	18,79	0,274	10,80	10,70	8,23
CaO	1,13	0,061	1,04	0,93	1,03
MgO	1,93	0,096	2,81	2,86	3,35
FeO	10,48	0,129	7,82	7,14	5,35
K ₂ O	3,07	0,017	1,91	1,97	2,64
Na ₂ O	0,65	0,044	0,61	0,63	0,84
MnO	0,26	0,006	0,22	0,04	0,00
TiO ₂	1,00	0,012	-	-	-
P ₂ O ₅	0,11	0,037	-	-	-
LOI	1,03	-	-	-	-
Total	98,39	-	100,00	100,00	100,00

LOI: pérdida por ignición.

que para los análisis realizados con EDS (*Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*) se utilizó un voltaje de 15 kV y un tiempo de conteo de 60 segundos. Las composiciones minerales se encuentran en la tabla 2 y en la tabla suplementaria.

Los Grt₁ poseen una zonación química típica de un progrado metamórfico con una disminución del contenido de espesartina (Sps), y aumento de almandino (Alm) y piropro (Prp) desde el núcleo hacia los bordes, mientras que la grosularia (Grs) se mantiene sin demasiada variación (Fig. 5A-D). Los núcleos de estos granates tienen una composición promedio Alm=0,71, Sps=0,14, Grs=0,11, y Prp=0,04; en tanto que los bordes del mismo tienen los siguientes valores: Alm=0,79, Sps=0,04, Grs=0,08, y Prp=0,09. El Grt₂ está compuesto por Alm=0,72, Sps=0,01, Grs=0,15, y Prp=0,12. Los porfiroblastos de estauroлита no poseen variaciones composicionales significativas a lo largo de los cristales con valores de X_{Fe} (Fe/Fe+Mg) entre 0,79 y 0,82, con un promedio de 0,80 (n=48; Fig. 5E y F). Las biotitas poseen valores de X_{Fe} entre 0,49 y 0,43, Al^{total} (apfu) entre 3,39 y 3,58, en tanto que las muscovitas tienen valores de X_{Fe} =0,38-0,44 y Al^{total} (apfu)=5,47-5,58 (Fig. 6), y la plagioclasea es de composición andesina (Ab₅₈).

5. Modelado de equilibrio de fases minerales

Con el objeto de reconstruir la trayectoria *P-T* del metamorfismo registrado en estos esquistos con estauroлита, se realizó un análisis del equilibrio mineral mediante la construcción de pseudosecciones *P-T*. Esta herramienta nos permite reproducir diferentes etapas dentro de la trayectoria *P-T*. Sin embargo, la composición química global en cada etapa dependería de la proporción y composición de los minerales que participan del equilibrio y del posible fraccionamiento composicional, como ocurre en minerales zonados (e.g., granate), los cuales definen un volumen o composición global efectiva (e.g., Stüwe, 1997). En este sentido, la composición global seleccionada corresponde a la de una muestra representativa de estos esquistos (SPP-27002; Ramaciotti *et al.*, 2015b).

Con el objetivo de obtener una trayectoria *P-T* se han modelado tres etapas del progrado metamórfico: 1) crecimiento temprano del núcleo del Grt₁; 2) crecimiento en el pico térmico del borde del Grt₁, junto a poiquiloblastos de estauroлита y Bt₂; y 3) crecimiento del Grt₂. Durante las etapas 1 y 2, el

contenido de Mn en la composición global ha sido determinante para el crecimiento y estabilización de granate. Sin embargo, la composición química de los Grt₂ sugiere un fuerte fraccionamiento de este elemento en el Grt₁, por lo que el Mn no sería un elemento esencial en la composición global efectiva. Por esta razón, las pseudosecciones fueron construidas utilizando dos sistemas químicos: las etapas 1 y 2 fueron analizadas en el sistema MnNCKFMASH (MnO-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O), mientras que para la etapa 3 se utilizó el sistema NCKFMASH (Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O) (ver lista de composiciones en la Tabla 1).

Debido a que el efecto del Fe³⁺ y el Ti no fueron considerados, se realizó una corrección por presencia de ilmenita, ya que esta secuestra Fe y sobrestima la concentración de este elemento en la composición global. Para minimizar este efecto, se sustrajo una cantidad molar de FeO equivalente a la cantidad molar de TiO₂ contenida en la composición global, asumiendo una distribución ideal en la estequiometría de la ilmenita (1TiO₂:1FeO). De forma similar, la presencia de apatita en la asociación mineral sugiere una sobrestimación del contenido de CaO, el cual está alojado en este mineral y no se encuentra disponible en el volumen de equilibrio, ya que no existen modelos composicionales adecuados para minerales con fósforo. Por esta razón, se realizó una corrección del calcio, quitando una cantidad molar equivalente a la proporción 5CaO:1.5P₂O₃ en apatita.

Para la construcción de pseudosecciones se utilizó el programa THERMOCALC v3.33 (Powell y Holland, 1988) con la base de datos internamente consistente ds55, propuesta por Holland y Powell (1998; actualizada en noviembre de 2003). Los minerales y modelos de actividad-composición utilizados fueron: granate (White *et al.*, 2005; 2007), biotita (Mahar *et al.*, 1997; Powell y Holland, 1999; White *et al.*, 2007), estauroлита y cordierita (Mahar *et al.*, 1997; Holland y Powell, 1998), muscovita (Coggon y Holland, 2002), clorita (Holland *et al.*, 1998), plagioclasea y feldespato potásico (Holland y Powell, 2003). Como fases puras se consideró sillimanita, cianita, andalucita, albita, zoisita, cuarzo y agua. El contenido de agua fue ajustado de tal manera que el sistema se encuentre saturado en este componente y su actividad fue asumida como igual a 1.

TABLA 2. QUÍMICA MINERAL.

Mineral	Granate (promedios)			
N° de análisis	6-17+65-75	24-25+54-56	18,20,29,30+61-64	31,32+45-49
Sitio	Grt incl in St (n=22)	Grt1 núcleo (n=5)	Grt1 borde (n=8)	Grt 2 (n=7)
% Peso				
SiO ₂	36,40	36,30	36,20	36,82
TiO ₂	0,05	0,05	0,02	0,06
Al ₂ O ₃	21,83	21,78	21,86	22,10
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,02	0,01
FeO	34,33	31,17	34,83	32,29
MnO	1,86	5,68	1,71	0,47
MgO	2,16	1,16	2,08	2,58
CaO	3,11	3,78	2,90	5,64
Total	99,75	99,94	99,61	99,97
apfu (24 oxígenos)				
Si	5,89	5,89	5,88	5,89
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01
Al	4,16	4,16	4,18	4,16
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	4,65	4,23	4,73	4,32
Mn	0,25	0,78	0,23	0,06
Mg	0,52	0,28	0,50	0,61
Ca	0,54	0,66	0,50	0,97
Suma	16,02	16,02	16,03	16,02
Xalm	0,78	0,71	0,79	0,72
Xspss	0,04	0,13	0,04	0,01
Xgro	0,09	0,11	0,08	0,16
Xpy	0,09	0,05	0,08	0,10

Estaurolita		Plagioclasa	
% Peso	Prom. (n=48)	N° de análisis	Pl-156
SiO ₂	26,94	% Peso	
TiO ₂	0,45	SiO ₂	72,95
Al ₂ O ₃	55,83	TiO ₂	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	Al ₂ O ₃	17,44
FeO	13,57	FeO	0,13
MnO	0,04	MnO	0,00
MgO	1,90	MgO	-0,00
CaO	0,01	CaO	5,45
ZnO	0,18	BaO	0,00
Na ₂ O	0,01	SrO	0,06
K ₂ O	0,01	Na ₂ O	4,11
Total	98,94	K ₂ O	0,01
apfu (46 Oxígenos)		Total	100,08
Si	7,39	apfu (32 oxígenos)	
Ti	0,09	Si	12,506
Al	18,06	Ti	0,000
Cr	0,00	Al	3,523
Fe ²⁺	3,11	Fe ²⁺	0,018
Mn	0,01	Mn	0,000
Mg	0,78	Mg	-0,000
Ca	0,00	Ca	1,001
Zn	0,04	Ba	0,000
Na	0,01	Sr	0,006
K	0,00	Na	1,366
Suma	29,49	K	0,001
XFe	0,80	Suma	18,417
Xmg	0,20	Ab	0,58
		An	0,42
		Or	0,00

continuación tabla 2.

Biotita									Muscovita		
N° de análisis	36	37	158	160	161	162	163	164	N° de análisis	Ms 33	Ms-165
% Peso									% Peso		
SiO ₂	35,45	34,68	35,53	34,80	35,66	35,24	35,13	36,20	SiO ₂	46,15	46,83
TiO ₂	1,91	1,82	1,84	1,65	1,94	1,81	1,88	1,76	TiO ₂	0,27	0,33
Al ₂ O ₃	19,22	19,87	20,10	20,09	19,19	19,71	19,91	19,27	Al ₂ O ₃	35,48	35,13
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	Cr ₂ O ₃	0,01	0,00
FeO	16,79	18,33	16,69	16,32	16,94	16,87	16,68	16,43	FeO	1,22	1,63
MnO	-0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,03	MnO	0,00	0,00
MgO	11,85	10,72	12,27	12,18	12,05	11,90	11,79	12,09	MgO	1,12	1,17
CaO	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	CaO	-0,00	0,03
Na ₂ O	0,25	0,31	0,32	0,30	0,33	0,31	0,33	0,28	Na ₂ O	1,24	1,12
K ₂ O	8,56	8,74	8,90	8,66	8,60	8,65	8,68	8,54	K ₂ O	9,20	9,22
F	0,35	0,30	0,35	0,27	0,36	0,35	0,28	0,23	F	0,00	0,10
Cl	0,01	0,01	0,00	-0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	Cl	0,00	0,01
Total	94,30	94,66	95,80	94,21	94,95	94,71	94,57	94,73	Total	94,58	95,47
apfu (22 oxígenos)									apfu (22 oxígenos)		
Si	5,35	5,27	5,28	5,25	5,35	5,30	5,29	5,42	Si	6,16	6,19
Ti	0,22	0,21	0,21	0,19	0,22	0,20	0,21	0,20	Ti	0,03	0,03
Al	3,42	3,56	3,52	3,58	3,39	3,49	3,53	3,40	Al	5,58	5,47
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Cr	0,00	0,00
Fe ²⁺	2,12	2,33	2,07	2,06	2,12	2,12	2,10	2,06	Fe ²⁺	0,14	0,18
Mn	-0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	Mn	0,00	0,00
Mg	2,67	2,43	2,72	2,74	2,69	2,67	2,65	2,70	Mg	0,22	0,23
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Ca	-0,00	0,00
Na	0,07	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09	0,10	0,08	Na	0,32	0,29
K	1,65	1,69	1,69	1,67	1,65	1,66	1,67	1,63	K	1,56	1,55
F	0,17	0,14	0,16	0,13	0,17	0,17	0,13	0,11	F	0,00	0,04
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	Cl	0,00	0,00
Suma	15,50	15,57	15,56	15,58	15,52	15,54	15,54	15,49	Suma	14,00	13,94
XFe	0,44	0,49	0,43	0,43	0,44	0,44	0,44	0,43	XFe	0,38	0,44
Xmg	0,56	0,51	0,57	0,57	0,56	0,56	0,56	0,57	Xmg	0,62	0,56

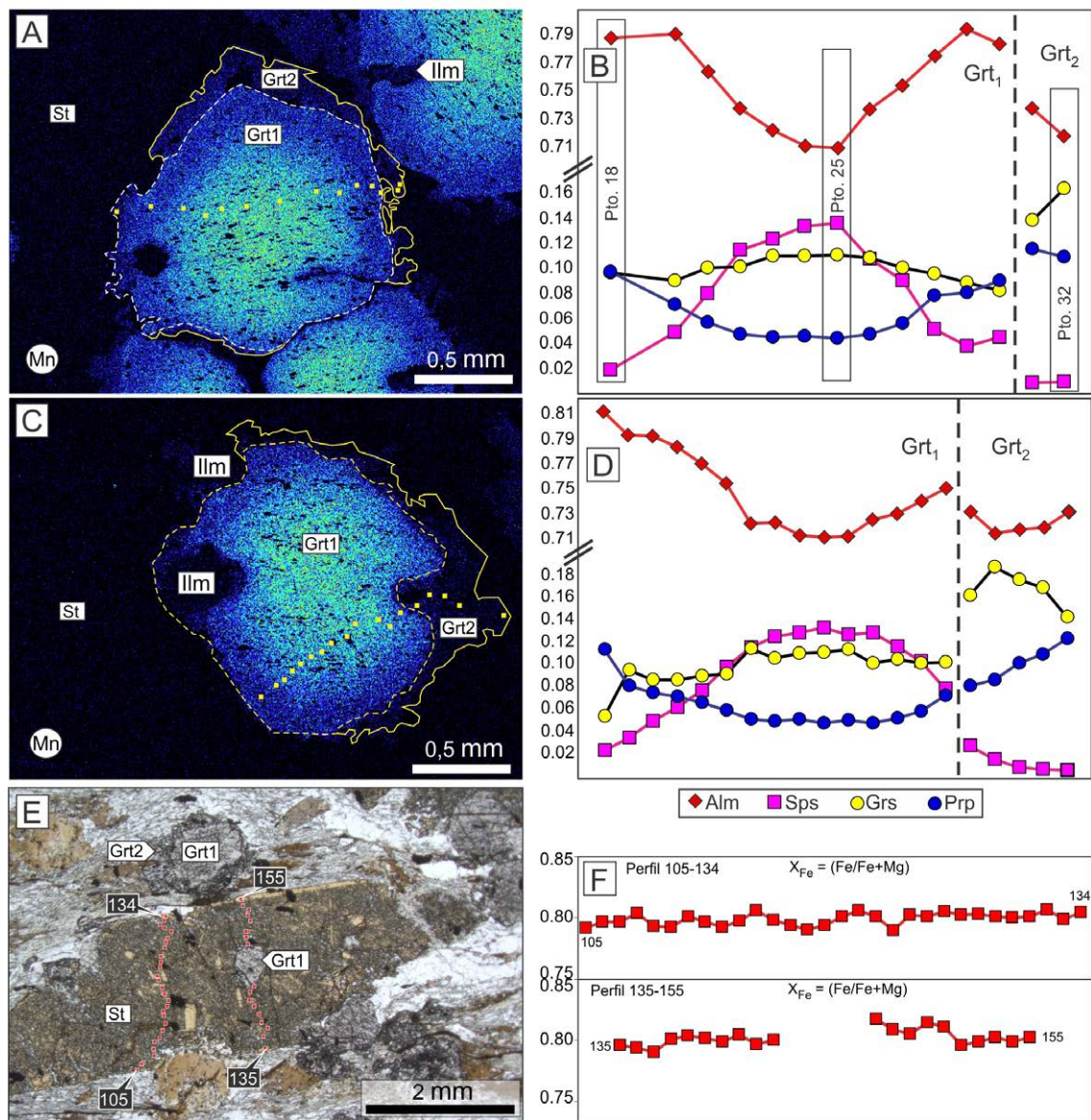


FIG. 5. Perfiles y mapas composicionales de granates y estauroлита de la muestra SPP-27002. **A.** Mapa composicional de Mn en granate en el cual se puede observar el paso de Grt₁ a Grt₂ por una disminución considerable en el contenido de Mn en este último evidenciado por colores más oscuros. Los puntos amarillos corresponden a los lugares donde se realizaron las medidas del perfil. **B.** Perfil composicional del granate mostrado en (A). En el Grt₁ puede observarse el típico patrón de progrado metamórfico con incremento de almandino (Alm) y pirope (Prp) y disminución de espesartina (Sps) desde el núcleo al borde, en tanto que la grosularia (Grs) no muestra variaciones significativas. Al pasar al Grt₂ se observa un salto composicional marcado por el incremento de Prp y Grs y disminución de Alm y Sps, llegando este último a valores cercanos a cero. **C.** Mapa composicional de Mn en granate mostrando un borde engolfado entre el Grt₁ y Grt₂. El granate corresponde al mismo mostrado en la fotomicrografía de la figura 4C. **D.** Perfil composicional del granate mostrado en (C). El patrón es similar al descrito en (B) aunque aquí se ve un consumo de un borde de Grt₁ previo al crecimiento del Grt₂. **E.** Fotomicrografía mostrando una estauroлита y los puntos de medida de los dos perfiles realizados y mostrados en (F). **F.** Perfiles de $X_{Fe} = (Fe/Fe+Mg)$ mostrando un patrón plano con un valor medio de $X_{Fe} = 0.80$.

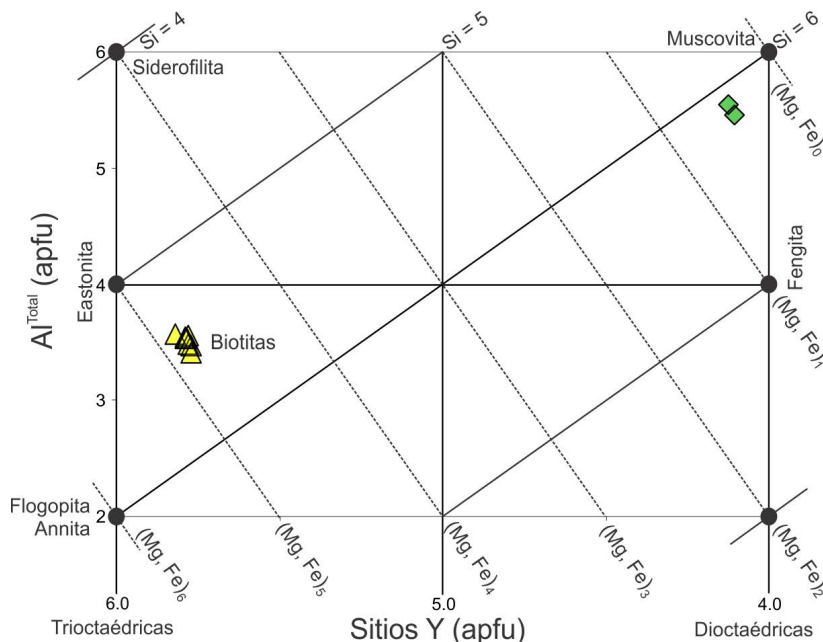


FIG. 6. Composición química de las micas de la muestra SPP-27002.

5.1. Pseudosección P - T para núcleo de Grt_1

Esta pseudosección se elaboró en el sistema MnNCKFMASH ($\text{MnO-Na}_2\text{O-CaO-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-Si}_2\text{O-H}_2\text{O}$) y corresponde al momento en el que el Grt_1 comienza a formarse (núcleo). En dicho momento, todos los elementos químicos habrían estado disponibles para reaccionar y es por esto que en el cálculo de la pseudosección se considera como composición efectiva a la composición global de la roca (Tabla 1). Dado que las condiciones bajo las cuales se habrían producido las reacciones serían subsólidas, se consideró un sistema saturado en H_2O (5%) para el rango P - T analizado.

Los resultados se muestran en la figura 7. El cuarzo y el granate se encuentran presentes en todo el rango de P - T calculado. En las condiciones de equilibrio de la parte superior del diagrama se produce la desaparición de plagioclasa. La biotita es estable en las condiciones de la mitad derecha del diagrama, en tanto que la clorita es estable en la mitad superior izquierda. La estauroлита es estable entre *ca.* 2-8 kbar y *ca.* 515-645 °C. La andalucita, cordierita y feldespato potásico se encuentran restringidos a bajas presiones (<4 kbar) y temperaturas > 520 °C (borde inferior derecho). La

sillimanita se encuentra a partir de los 585 °C, entre *ca.* 3 y 6 kbar, en tanto que a mayores presiones aparece la cianita (borde superior derecho). El cloritoide es estable a presiones mayores a 4 kbar y temperaturas menores a 525 °C.

Para establecer las condiciones de presión y temperatura de equilibrio al momento de la blástesis del núcleo del Grt_1 se utilizaron las isopleetas calculadas a partir del análisis de dicho granate (punto 25 del perfil mostrado en la figura 5B). Las curvas se intersectan en el campo con la asociación $\text{Grt}+\text{Chl}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qz}+\text{H}_2\text{O}$ (abreviaturas minerales según Whitney y Evans, 2010), limitando las condiciones de equilibrio a $3,1\pm 0,1$ kbar y 516 ± 1 °C (área naranja en la figura 7).

5.2. Pseudosección P - T para borde de Grt_1

Esta pseudosección se elaboró en el sistema MnNCKFMASH ($\text{MnO-Na}_2\text{O-CaO-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-Si}_2\text{O-H}_2\text{O}$). A medida que el Grt_1 continúa creciendo, la composición efectiva va cambiando dado que los elementos capturados por el núcleo de Grt_1 no se encuentran disponibles para las reacciones. Por esta razón, es necesario quitar el núcleo del Grt_1 y recalculer la composición

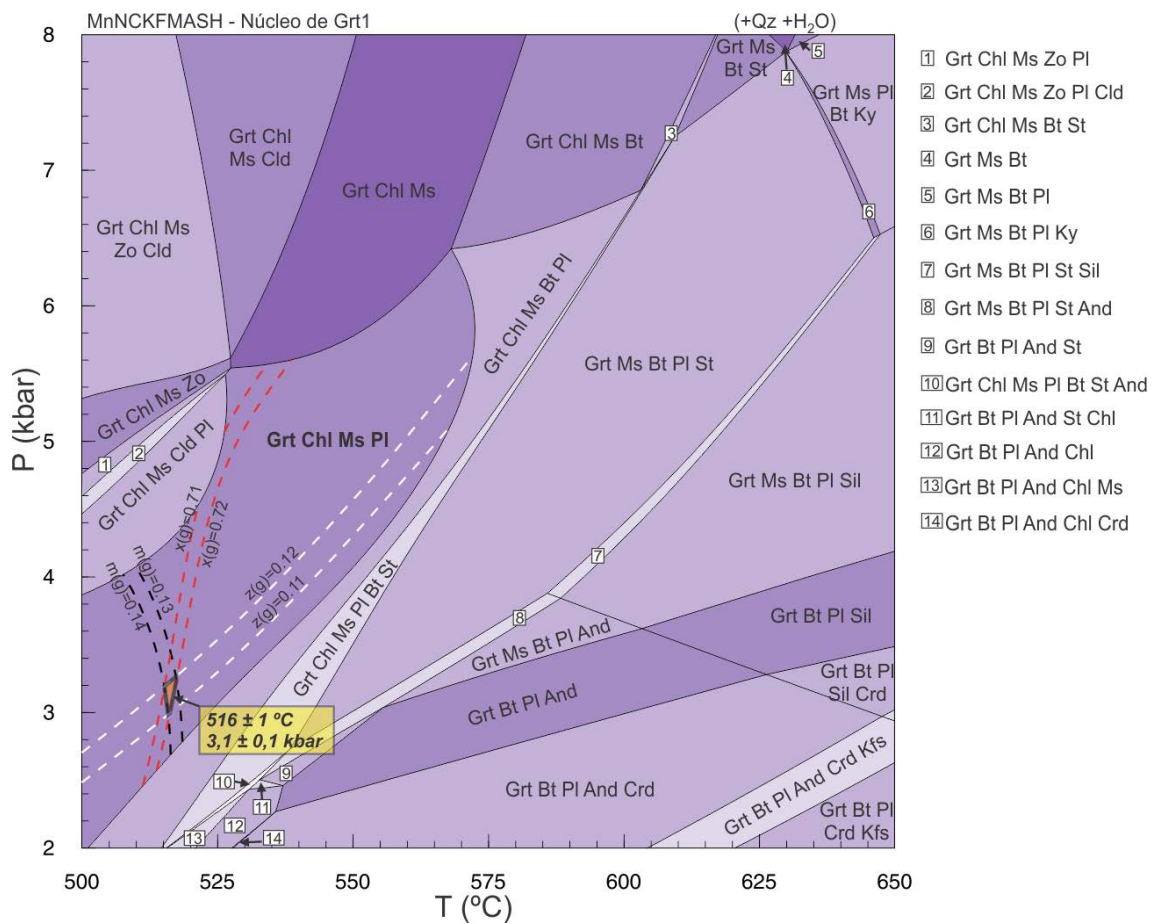


FIG. 7. Pseudosección P - T para el núcleo de Grt₁. Las condiciones de equilibrio de $3,1 \pm 0,1$ kbar y 516 ± 1 °C (área sombreada en naranja) fueron establecidas a partir de las isopletras de granate. $x(g) = x_{alm} = Fe / (Fe + Mg + Ca + Mn)$. $z(g) = x_{grs} = Ca / (Ca + Fe + Mg + Mn)$. $m(g) = x_{sps} = Mn / (Mn + Fe + Mg + Ca)$.

efectiva para conocer las condiciones bajo las que se formó el borde del Grt₁. Dicha modificación se realiza mediante la función *readbulkinfo* (rbi) de THERMOCALC que es un *script* que se utiliza para conocer la composición química global a partir de las modas minerales y sus composiciones en un punto P - T determinado. Se realiza un rbi en el punto obtenido en la primera pseudosección (ca. 3,1 kbar y 516 °C). De esta manera se conocen las modas minerales y sus composiciones para las condiciones de equilibrio del núcleo del Grt₁. El paso siguiente consiste en hacer cero la moda de granate en ese punto, y así se obtiene la composición química global sin el núcleo del Grt₁ (nueva composición química efectiva; Tabla 1).

Los resultados del modelado se muestran en la figura 8. La configuración y posición de los campos de estabilidad son similares a los obtenidos en la pseudosección anterior (Fig. 7). La principal diferencia es la desaparición de granate en las condiciones de la parte inferior del diagrama.

En esta etapa del progrado metamórfico se produciría la blástesis de estauroлита y Bt₁ junto al borde del Grt₁ (crecimiento continuo). Para conocer las condiciones P - T se utilizaron las isopletras calculadas para la composición del borde del Grt₁ (punto 18, ver figura 5). Dichas isopletras se intersectan en el campo con la asociación Grt+St+Bt+Ms+Pl+Qz+H₂O limitando las condiciones de equilibrio a $5,4 \pm 1$ kbar y 576 ± 17 °C (área naranja de la figura 8). Las

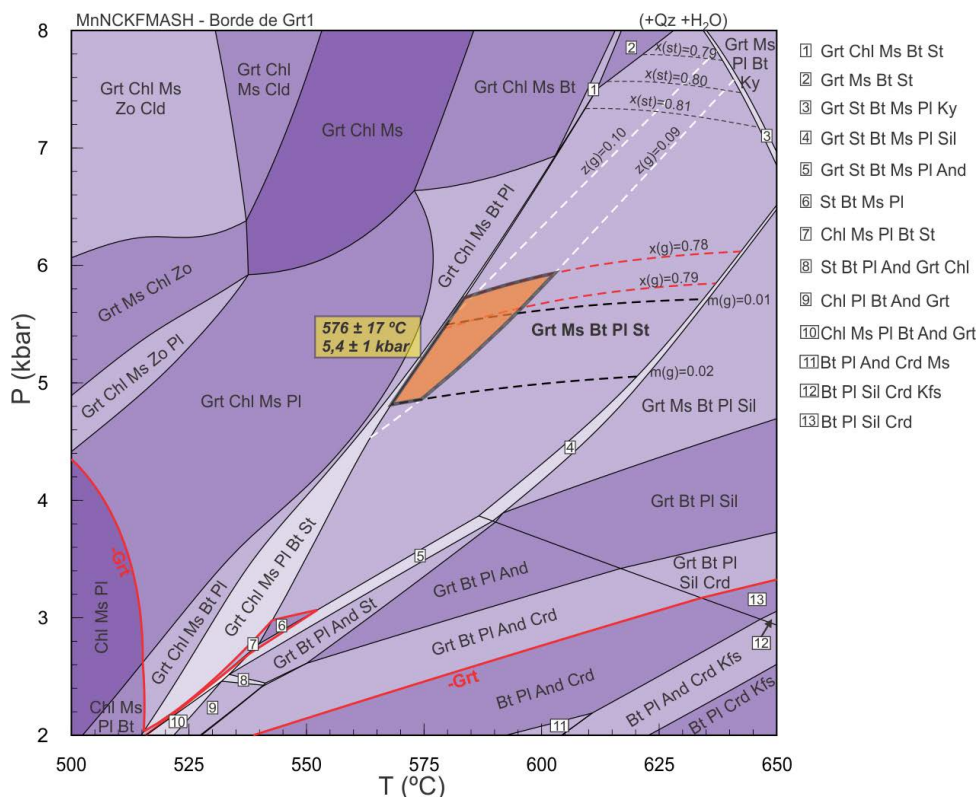


FIG. 8. Pseudosección P - T para el borde de Grt₁. La línea continua roja marca la desaparición de granate hacia las zonas bajas del diagrama. Las condiciones de equilibrio de $5,4 \pm 1$ kbar y 576 ± 17 °C (área sombreada en naranja) fueron establecidas a partir de las isoplethas de granate. $x(g) = x_{\text{alm}} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$. $z(g) = x_{\text{grs}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})$. $m(g) = x_{\text{sps}} = \text{Mn}/(\text{Mn} + \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca})$. $x(\text{st}) = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$.

relaciones de X_{Fe} ca. 0,80 de la estauroлита se encuentran a presiones mayores a las obtenidas con el granate (Fig. 8) lo que podría estar indicando un proceso de difusión sufrido probablemente durante la blástesis de Grt₂.

5.3. Pseudosección P - T para Grt₂

Esta pseudosección se elaboró en el sistema NCKFMASH (Na_2O - CaO - K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - Si_2O_5 - H_2O). El Mn fue quitado del sistema debido a que el Grt₂ posee contenidos muy bajos de dicho elemento ($\text{Sps}=0,01$). La información textural sugiere que tanto el Grt₁ como la estauroлита no habrían participado en forma significativa (en volumen) en las reacciones que dieron lugar a la formación de Grt₂, y por lo tanto se sustrajo de la composición global la moda de ambos minerales para calcular las condiciones de equilibrio durante esta etapa. Para

realizar esta operación se utilizó la metodología descrita en la pseudosección anterior.

La pseudosección obtenida se muestra en la figura 9. La biotita, plagioclasa y el cuarzo son estables en todo el rango P - T . El granate es estable a partir de los ca. 7 kbar (línea continua roja). La clorita se encuentra a temperaturas menores a 575 °C, en tanto que la muscovita desaparece en las condiciones del borde inferior derecho del diagrama, a expensas de la blástesis de feldespato potásico. En las mismas condiciones se encuentra la cordierita. La zoisita es estable en las condiciones del borde superior izquierdo del diagrama, lugar en el cual las asociaciones se encuentran sin H_2O .

Para estimar las condiciones de equilibrio de esta etapa se utilizan las isoplethas calculadas para la composición de Grt₂, las cuales se intersectan en el campo con $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Ms} + \text{Pl} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$ y arrojan valores de $9,2 \pm 0,5$ kbar y 642 ± 17 °C.

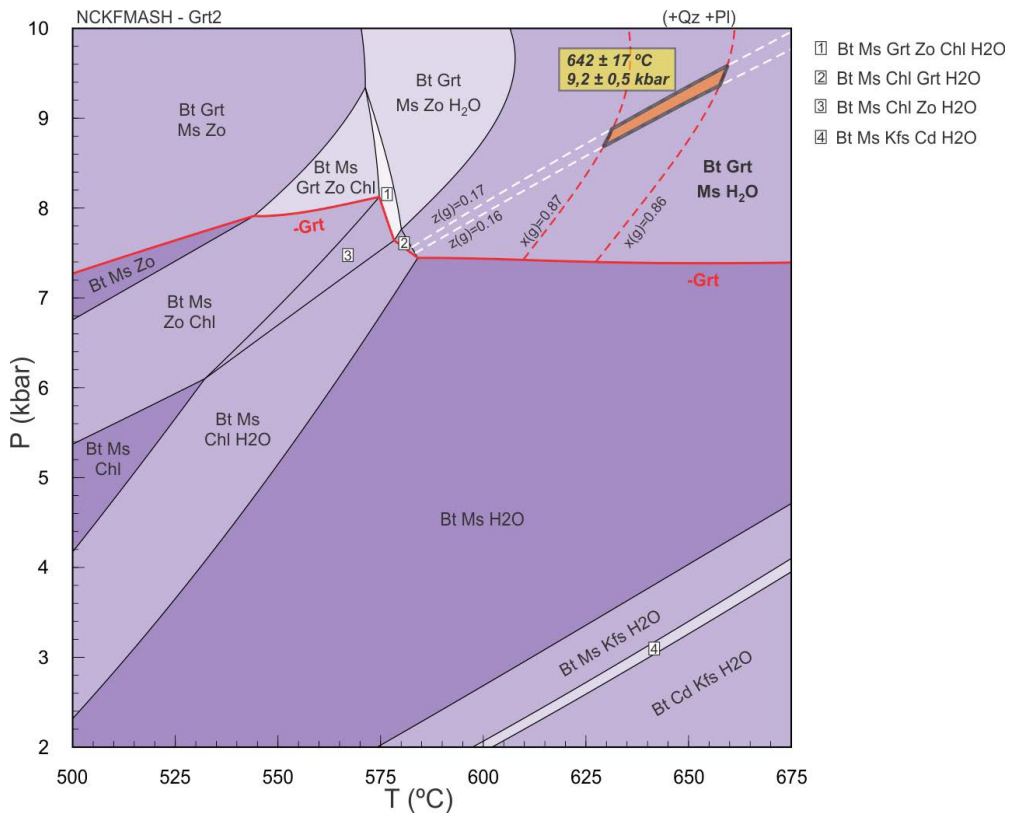


FIG. 9. Pseudosección P - T para el Grt_2 . La línea continua roja marca la desaparición de granate hacia las zonas bajas del diagrama. Las condiciones de equilibrio de $9,2 \pm 0,5$ kbar y 642 ± 17 °C (área sombreada en naranja) fueron establecidas a partir de las isopletras de granate. $x(g) = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$. $z(g) = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Fe} + \text{Mg})$.

6. Discusión

6.1. Trayectoria P - T

Los trabajos sobre metamorfismo realizados en la SPP indican que hay dos eventos metamórficos: uno mesoproterozoico (grenvilliano) y otro ordovícico (famatiniano) (Dalla Salda 1984, Baldo *et al.*, 1998; Casquet *et al.*, 2001; Mulcahy *et al.*, 2007, 2011; van Staal *et al.*, 2011; Garber *et al.*, 2014), lo que indicaría que las secuencias neoproterozoicas-cámbricas, donde se encuentra la muestra analizada SPP-27002, corresponden a unidades afectadas solo por el metamorfismo ordovícico famatiniano. La figura 10 es un diagrama en el que se han representado los tres puntos o áreas P - T calculados para el esquisto estaurolítico, como así también se ha trazado la trayectoria seguida por la roca. El

primer tramo de la trayectoria corresponde al período entre la blástesis del núcleo y el borde del Grt_1 durante el cual la roca pasa de ca. 3 kbar y 515 °C a ca. 5,5 kbar y 575 °C, marcando un alto gradiente P/T (e.g., Brown *et al.*, 2014). Luego de alcanzar los ca. 5,5 kbar la roca sufriría una leve disminución en la temperatura marcada localmente por un consumo de Grt_1 y retrogradación de estaurolita a muscovita. A continuación se produciría la blástesis de Grt_2 junto con muscovita orientada y Bt_2 definiendo la S_1 en condiciones de ca. 9 kbar y 640 °C continuando con un alto gradiente P/T . La muestra estudiada no proporciona información sobre la historia retrógrada. Baldo *et al.* (1998) y Casquet *et al.* (2001) determinan, en una muestra situada estructuralmente por debajo de la roca aquí estudiada, una trayectoria de sentido horario. También van Staal *et al.* (2011) interpretan sus resultados P - T obtenidos en la parte estructural

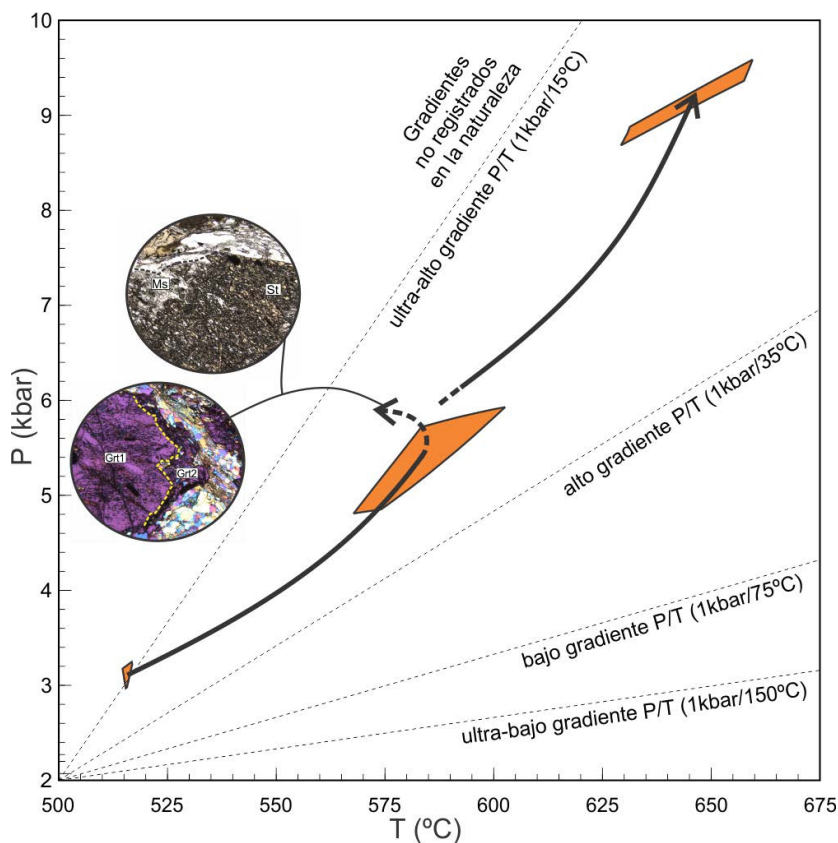


FIG. 10. Diagrama P - T mostrando las tres áreas de equilibrio obtenidas en las tres pseudosecciones y la trayectoria seguida por la roca. Se muestran las pendientes de los diferentes gradientes P/T tomado de Brown *et al.* (2014).

más baja de SPP (Grupo Caucete y Complejo de Pie de Palo) como una trayectoria horaria, lo que implica una descompresión seguida por enfriamiento.

6.2. Implicancias geodinámicas en el antearco famatiniano

Como se mencionó en la sección de introducción, el bloque de Pie de Palo fue interpretado originalmente como el basamento de la plataforma carbonática de la Precordillera, formando parte del terreno compuesto Cuyania, y que por lo tanto habría formado parte de la placa inferior durante la subducción y posterior colisión de dicho terreno al margen suroccidental de Gondwana en el Ordovícico (*e.g.*, Astini *et al.*, 1995; Ramos, 2004). Esta idea surgió tras el hallazgo de xenolitos en rocas volcánicas miocenas en la Precordillera, los cuales fueron datados como grenvillianos (Abbruzzi *et al.*, 1993). Estas rocas

mesoproterozoicas, no expuestas en la Precordillera, fueron correlacionadas con el basamento aflorante en la SPP. Esta correlación, basada en la edad de las rocas, sumada a la existencia de un lineamiento de primer orden hacia el este de la SPP (Lineamiento Bermejo o Valle Fértil; Fig. 1) fueron las evidencias más fuertes que llevaron a postular que el bloque de Pie de Palo y la Precordillera formarían parte de un único terreno (Ramos *et al.*, 1998) y que dicho lineamiento correspondería a una zona de sutura continental. Sin embargo, trabajos posteriores han mostrado la existencia de rocas mesoproterozoicas hacia el este del lineamiento de Valle Fértil (complejo Resina; McClelland *et al.*, 2005), lo que invalida el criterio de la edad de las rocas para separar estos bloques continentales a ambos lados de dicho lineamiento. Además, no se han encontrado complejos ofiolíticos, ni ninguna otra evidencia geológica que sugieran el cierre de un océano a lo largo de esta estructura.

Los estudios realizados en los últimos años indican que el bloque de Pie de Palo se encontraría anexado a Gondwana desde el Cámbrico Inferior, y por lo tanto formaría parte de la placa superior durante la subducción famatiniana (*e.g.*, Mulcahy *et al.*, 2007, 2011; Ramacciotti *et al.*, 2018). Las evidencias en las que se fundamenta esta interpretación son las siguientes: **1)** edades ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) de *ca.* 515 Ma en anfíboles de anfibolitas por encima del cabalgamiento Pirquitas, atribuidas por Mulcahy *et al.* (2007) al inicio de la subducción bajo el margen Gondwánico en el Cámbrico Inferior a Medio; **2)** la existencia de rocas ígneas félsicas y máficas orodóvicas pertenecientes al magmatismo del antearco famatiniano (Pankhurst y Rapela, 1998; Baldo *et al.*, 2012; Ramacciotti *et al.*, 2014, 2017), y **3)** es fundamental el reconocimiento de rocas metasedimentarias en la SPP cuyos protolitos habrían sido depositados durante el Cámbrico con una proveniencia gondwánica (Ramacciotti *et al.*, 2018). Ello incluye el Grupo Caucete, por lo que tanto el supuesto basamento del mismo (el Complejo de Pie de Palo; van Staal *et al.*, 2011) como el propio Grupo Caucete serían parte del margen de Gondwana y no parte del terreno Cuyania previo a la orogenia Famatiniana.

Las evidencias mostradas en los trabajos mencionados en el párrafo anterior son difíciles de explicar si el bloque de Pie de Palo se hubiese encontrado en la placa inferior durante la subducción Famatiniana, y consideramos que son suficientemente probatorias de que este bloque se encontraba formando parte de la placa superior durante dicha subducción. Es por esto que en este trabajo se analizan los datos de metamorfismo obtenidos en este trabajo y los previamente publicados en un contexto de placa superior aunque estos por sí solos no pueden discriminar entre las dos hipótesis mencionadas. Mulcahy *et al.* (2011) postulan que el bloque de Pie de Palo se ubicaría en la región de antearco durante la orogénesis famatiniana en base al evento deformacional de *ca.* 515 Ma (Mulcahy *et al.*, 2007). Igual ubicación tectónica ha sido propuesta para Loma de Las Chacras (Casquet *et al.*, 2012b), un pequeño bloque de basamento orodóvico ubicado inmediatamente al este de la SPP y al oeste del lineamiento de Bermejo (Fig. 1). Casquet *et al.* (2012b) postulan que Loma de Las Chacras correspondería a una cuenca sedimentaria de antearco en la cual se habrían depositado sedimentos clásticos con circones de *ca.* 470 Ma procedentes del propio arco magmático

famatiniano. Dichos sedimentos se habrían enterrado rápidamente bajo el arco (*underplating*) alcanzando presiones de *ca.* 12 kbar y 780 °C casi a la misma edad que el magmatismo. La presión de *ca.* 9 kbar alcanzada por el esquisto SPP-27002 es compatible con el engrosamiento cortical propuesto por Casquet *et al.* (2012b) para el antearco famatiniano.

En la figura 11 se muestra un diagrama *P-T* con las facies metamórficas en el cual se han proyectado todas las muestras de la SPP de las cuales se conocen las condiciones termobarométricas, además de las rocas de Loma de Las Chacras y la caja metamórfica del arco magmático famatiniano de la Sierra de Valle Fértil-La Huerta (Fig. 1). Las rocas de la SPP, se han subdividido en varias unidades separadas por contactos tectónicos basadas en los trabajos de Casquet *et al.* (2001), Mulcahy *et al.* (2011) y Ramacciotti (2016). La mayoría de ellas corresponden a condiciones *P-T* en facies de esquistos verdes y anfibolitas, dos cercanas a las facies de eclogitas, y tres en facies de esquistos azules, a pesar de que no se han encontrado aún esquistos azules ni eclogitas en SPP probablemente debido a causas composicionales (van Staal *et al.*, 2011). Las rocas de Loma de Las Chacras alcanzan las facies de granulitas, con presiones similares a las de la SPP, pero con temperaturas que llegan a los *ca.* 900 °C. Por otra parte, la caja del arco magmático de Valle Fértil-La Huerta se encuentra mayormente en facies de granulitas, pero con presiones menores (mayoritariamente entre 6-8 kbar) a las encontradas en el antearco (mayoritariamente entre 8 y 14 kbar).

La figura 12 muestra la variación E-O de las condiciones *P-T* en el antearco famatiniano desde Loma de Las Chacras al este, hasta el Grupo Caucete en la SPP al oeste, encontrándose una disminución en las condiciones termobarométricas en dicho sentido. La muestra analizada (SPP-27002; Unidad El Indio) posee una presión inferior a la esperada según la línea de tendencia mostrada en la figura 12. Dicha diferencia puede deberse a causas geológicas (*e.g.*, diferentes grados de enterramiento de las láminas de corrimiento) o a cuestiones metodológicas, ya que las muestras analizadas en trabajos previos han sido tratadas con termobarómetros convencionales. En cualquier caso los 9 kbar obtenidos en este trabajo son compatibles con el engrosamiento del antearco propuesto por Casquet *et al.* (2012b).

Las edades del metamorfismo famatiniano, de los infracorrimientos y del propio arco magmático son muy coincidentes dentro de los límites de

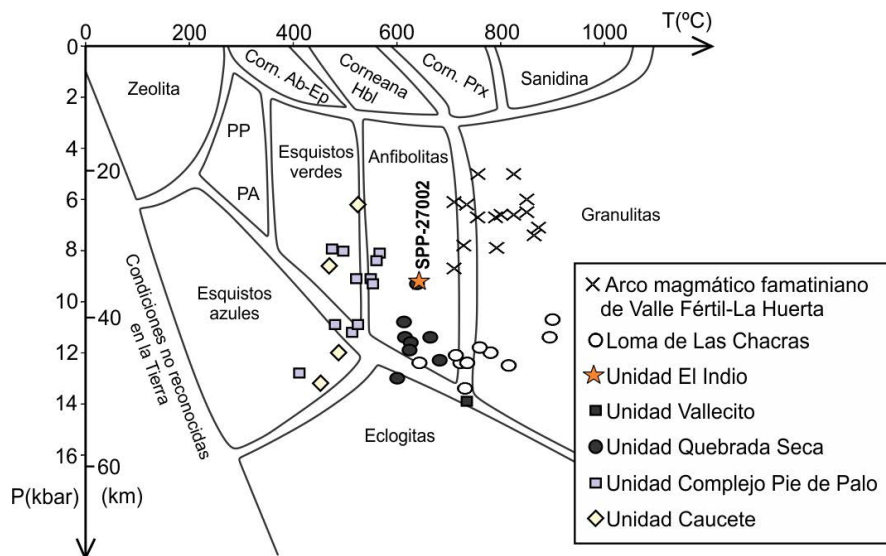


FIG. 11. Diagrama P - T mostrando las facies metamórficas en el antearco (Sierra de Pie de Palo y Loma de Las Chacras) y arco magmático famatiniano (Sierra de Valle Fértil-La Huerta). Los datos termobarométricos fueron tomados de Casquet *et al.* (2001, 2012a), Galindo *et al.* (2004), Murra y Baldo (2006), Mulcahy *et al.* (2007, 2011), Delpino *et al.* (2008), Otamendi *et al.* (2008), Gallien *et al.* (2010), Tibaldi *et al.* (2011, 2013), van Staal *et al.* (2011), Gallien *et al.* (2012), Garber *et al.* (2014), Mulcahy *et al.* (2014). Los límites de facies se basan en la figura 3.4 de Nicollet (2013). Los colores de las unidades son coincidentes con los mostrados en el mapa de la figura 2.

error entre *ca.* 465 y 470 Ma (*e.g.*, Ramos *et al.*, 1998; Casquet *et al.*, 2001, 2012b; Ducea *et al.*, 2017). Interpretamos que el extenso basamento que constituyó el antearco famatiniano fue acortado y engrosado mediante grandes infracorrimientos con vergencia al oeste, muy cercano en el tiempo con el desarrollo del magmatismo en el arco. Este antearco se convirtió así en una cuña imbricada de basamento prefamatiniano, con sedimentos sinorogénicos solo reconocidos hasta el momento en Loma de Las Chacras (Casquet *et al.*, 2012b). Las diferencias de temperaturas registradas de este a oeste desde *ca.* 900 °C en Loma de Las Chacras, a *ca.* 450 °C en torno del cabalgamiento Pirquinatas, indican un descenso progresivo del gradiente geotérmico hacia el oeste dentro de la cuña imbricada, desde *ca.* 85 °C/kbar junto al arco a *ca.* 35 °C/kbar en la parte más alejada del mismo. Los procesos de engrosamiento cortical debido al infracorrimiento (*underthrusting*) de antearcos bajo arcos magmáticos han sido reconocido en otros orógenos colisionales, como por ejemplo en los gneises de Swakane en la cordillera de las Cascadas en Norteamérica, cuyos protolitos fueron depositados en un antearco en el Cretácico tardío y enterrados a profundidades equivalentes a 9-12 kbar

de presión en *ca.* 5 Ma (Matzel y Bowring, 2004). Otros ejemplos de estos procesos pueden encontrarse en el orógeno de Taiwan (Malavieille y Trullenque, 2009), en el terreno de Monterrey, California (Ducea *et al.*, 2009), o en el orógeno colisional del arco de Banda-NO Australia (Standley y Harris, 2009).

El significado geotectónico del acortamiento y engrosamiento del antearco famatiniano es, por el momento, incierto. Todavía no se ha reconocido la ubicación del límite del margen continental al oeste del antearco en el Ordovícico Inferior a Medio, ni una sutura de dicha edad. En cualquier caso, esta fase de acortamiento se puede comparar con el tipo de orógeno acreccionario en avance (*Advancing Accretionary Orogen* de Cawood *et al.*, 2009) y ser imputable a cualquiera de las siguientes causas: **1)** subducción de litosfera oceánica boyante; **2)** acrección de terrenos; **3)** reorganización de placas y aumento de la velocidad de convergencia (Cawood *et al.*, 2009).

7. Conclusiones

En la Sierra de Pie de Palo se encuentran registrados dos eventos tectonotermiales: el primero, de edad mesoproterozoica, corresponde a la orogénesis

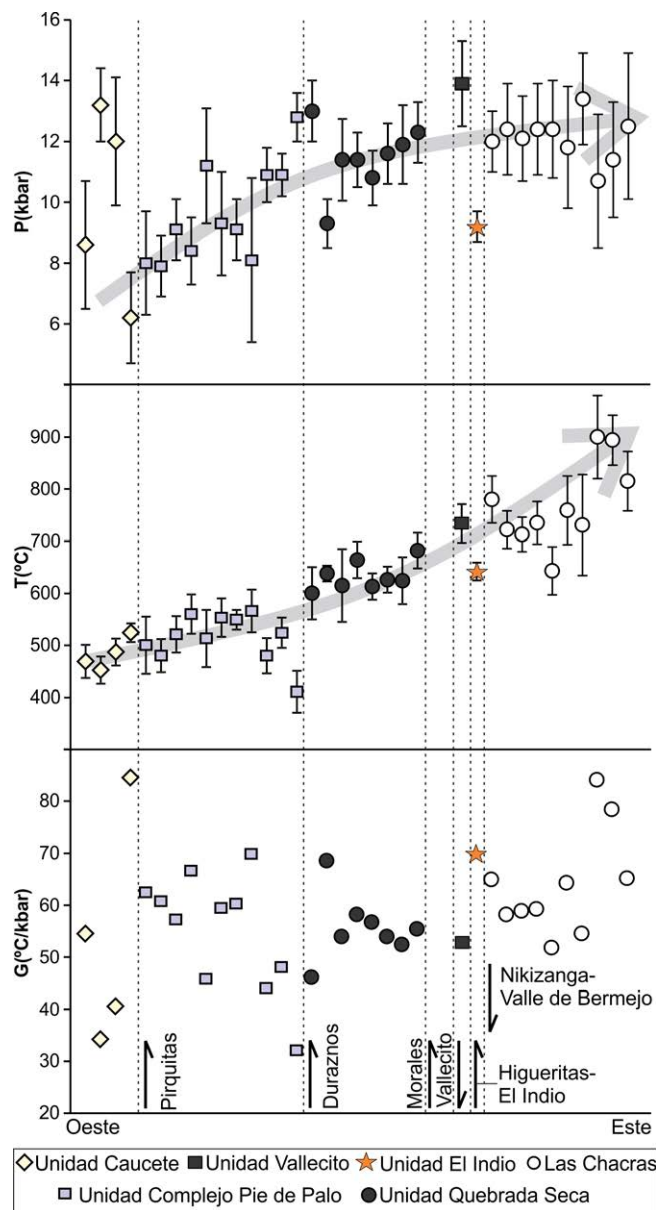


FIG. 12. Variación de presión (P), temperatura (T) y gradiente geotérmico (G) a través del antearco famatiniano de oeste a este. La base de datos es la misma que en la figura 11. Las estructuras marcadas corresponden a las zonas de cizalla dúctil de la Sierra de Pie de Palo. Los colores de las unidades son coincidentes con los mostrados en el mapa de la figura 2.

Grenvilliana (ca. 1,0-1,1 Ga) mientras que el segundo, de edad ordovícica, se encuentra registrado en las cubiertas sedimentarias neoproterozoicas a cámbricas (SMDC y grupos Cauce y Nikizanga) y es atribuido a la orogénesis Famatiniana. El modelado de equilibrio de fases minerales realizado en este trabajo indica

que las rocas del sector sureste de la sierra sufrieron un metamorfismo en facies de anfibolitas pasando progresivamente de ca. 3 kbar y 515 °C a ca. 9 kbar y 640 °C, marcando un gradiente P/T alto para el metamorfismo famatiniano en este sector de las Sierras Pampeanas.

El antearco famatiniano, del cual forman parte las rocas de Loma de Las Chacras y la Sierra de Pie de Palo, muestra una disminución en las condiciones *P-T* y el gradiente geotérmico desde las adyacencias al arco magmático donde las rocas se encuentran en facies de granulitas (Loma de Las Chacras, *ca.* 85 °C/kbar), hacia el margen continental activo al oeste, donde las rocas se encuentran predominantemente en facies de esquistos verdes y anfibolitas (SPP, *ca.* 35 °C/kbar). Este antearco fue acortado y engrosado mediante infracorrimientos dirigidos hacia el oeste al mismo tiempo que ocurría el magmatismo de arco en la Sierra de Valle Fértil-La Huerta, convirtiéndose así en parte de la cuña acrecionaria frontal de la orogenia Famatiniana.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado con los siguientes proyectos Argentinos: PUE 2016 CONICET-CICTERRA, CONICET PIP 2015-2018 11220150100901CO, FONCYT PICT 0472, SECyT 2016-2017 Tipo A N° 30720150100517CB, y Españoles CGL2016-76439-P de MINECO. Este artículo es parte de la tesis doctoral del Dr. C.D. Ramacciotti. Agradecemos a todos los miembros del grupo PAMPRE, en especial al Dr. F. Colombo por la asistencia en el microanálisis de minerales. Agradecemos al Dr. J. Otamendi y a un revisor anónimo por los comentarios y sugerencias realizadas, las cuales contribuyeron a una mejora de este artículo, y al editor W. Vivallo por el trabajo editorial.

Referencias

- Abbruzzi, J.; Kay, S.M.; Bickford, M.E. 1993. Implications for the nature of the Precordilleran basement from Precambrian xenoliths in miocen volcanic rocks, San Juan province, Argentina. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 12, y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Actas: 3 331-338, Mendoza.
- Aceñolaza, G.F.; Toselli, A.J. 1973. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino. *In* Congreso Latinoamericano de Geología, No 2: 755-764. Caracas.
- Alasino, P.H.; Casquet, C.; Larrovere, M.A.; Pankhurst, R.J.; Galindo, C.; Dahlquist, J.A.; Baldo, E.G.; Rapela, C.W. 2014. The evolution of a mid-crustal thermal aureole at Cerro Toro, Sierra de Famatina, NW Argentina. *Lithos* 190-191: 154-172.
- Astini, R.A.; Dávila, F.M. 2004. Ordovician back arc foreland and Ocolytic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. *Tectonics* 23: 1-19.
- Astini, R.A.; Benedetto, J.L.; Vaccari, N.E. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: a geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin* 107: 253-273.
- Baldo, E.G.; Casquet, C.; Galindo, C. 1998. Datos preliminares sobre el metamorfismo de la Sierra de Pie de Palo. *Geogaceta* 24: 39-43.
- Baldo, E.G.; Casquet, C.; Pankhurst, R.J.; Galindo, C.; Rapela, C.W.; Fanning, C.M.; Dahlquist, J.A.; Murra, J. 2006. Neoproterozoic A-type magmatism in the Western Sierras Pampeanas (Argentina): Evidence for Rodinia break-up along a proto-lapetus rift? *Terra Nova* 18: 388-394.
- Baldo, E.G.; Dahlquist, J.A.; Casquet, C.; Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Galindo, C.; Fanning, C.M. 2012. Ordovician peraluminous granites in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas of Argentina: Geotectonic Implications. *Geotemas* 13: 1907-1910.
- Brown, M. 2014. The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. *Geoscience Frontiers* 5: 553-569.
- Büttner, S.H.; Glodny, J.; Lucassen, F.; Wemmer, K.; Erdmann, S.; Handler, R.; Franz, G. 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: Implications for the tectonic setting of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). *Lithos* 83: 143-181.
- Casquet, C.; Baldo, E.G.; Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Galindo, C.; Fanning, C.M.; Saavedra, J. 2001. Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famatinian mobile belt: U-Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. *Geology* 29: 703-706.
- Casquet, C.; Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Baldo, E.G.; Galindo, C.; Fanning, C.M.; Dahlquist, J.A. 2012a. Fast sediment underplating and essentially coeval juvenile magmatism in the Ordovician margin of Gondwana, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Gondwana Research* 22: 664-673.
- Casquet, C.; Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Baldo, E.G.; Galindo, C.; Fanning, C.M.; Dahlquist, J.A.; Saavedra, J. 2012b. A history of Proterozoic terranes in southern South America: From Rodinia to Gondwana. *Geoscience Frontiers* 3: 137-145.
- Casquet, C.; Dahlquist, J.A.; Verdecchia, S.O.; Baldo, E.G.; Galindo, C.; Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Morales, M.M.; Murra, J.A.; Fanning, C.M. 2018. Review of the

- Cambrian Pampean orogeny of Argentina; a displaced orogen formerly attached to the Saldania Belt of South Africa? *Earth-Science Reviews* 177: 209-225.
- Castro de Machuca, B.; Arancibia, G.; Morata, D.; Belmar, M.; Previley, L.; Pontoriero, S. 2008. P-T-t evolution of an Early Silurian medium-grade shear zone on the west side of the Famatinian magmatic arc, Argentina: Implications for the assembly of the Western Gondwana margin. *Gondwana Research* 13: 216-226.
- Cawood, P.A.; Kroner, A.; Collins, W.J.; Kusky, T.M.; Mooney, W.D.; Windley, B.F. 2009. Accretionary orogens through Earth history. *Geological Society, London, Special Publications* 318: 1-36.
- Coggon, R.; Holland, T.J.B. 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology* 20: 683-696.
- Dahlquist, J.A.; Baldo, E.G. 1996. Metamorfismo y deformación famatinianos en la Sierra de Chepes. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 13 y *Congreso Geológico de Hidrocarburos*, No. 3: 393-409. Buenos Aires.
- Dahlquist, J.A.; Rapela, C.W.; Baldo, E.G. 2005. Petrogenesis of cordierite-bearing S-type granitoids in Sierra de Chepes, Famatinian orogen, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 20: 231-251.
- Dahlquist, J.A.; Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Galindo, C.; Alasino, P.H.; Fanning, C.M.; Saavedra, J.; Baldo, E.G. 2008. New SHRIMP U-Pb data from the Famatina Complex: Constraining Early-Mid Ordovician Famatinian magmatism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Geologica Acta* 6: 319-333.
- Dahlquist, J.A.; Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Fanning, C.M.; Vervoort, J.D.; Hart, G.; Baldo, E.G.; Murra, J.A.; Alasino, P.H.; Colombo, F. 2012. Age and magmatic evolution of the Famatinian granitic rocks of Sierra de Ancasti, Sierras Pampeanas, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 34: 10-25.
- Dalla Salda, L.; Varela, R. 1984. El metamorfismo en el tercio sur de la Sierra de Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina* 39: 68-93.
- Delpino, S.H.; Bjerg, E.A.; Ferracutti, G.R.; Mogessie, A. 2007. Counterclockwise tectonometamorphic evolution of the Pringles Metamorphic Complex, Sierras Pampeanas of San Luis (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 23: 147-175.
- Delpino, S.; Bjerg, E.; Mogessie, A.; Schneider, I.; Gallien, F.; Castro de Machuca, B.; Previley, L.; Meissl, E.; Pontoriero, S.; Kostadinoff, J. 2008. Mineral deformation mechanisms in granulite facies, Sierra de Valle Fértil, San Juan province: Evolvement conditions constrained by the P-T metamorphic path. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina* 63: 181-195.
- Ducea, M.N.; Kidder, S.; Chesley, J.T.; Saleeby, J.B. 2009. Tectonic underplating of trench sediments beneath magmatic arcs: The central California example. *International Geology Review* 51: 1-26.
- Ducea, M.N.; Otamendi, J.E.; Bergantz, G.W.; Stair, K.M.; Valencia, V.A.; Gehrels, G.E. 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil-La Huerta, Famatinian arc, Argentina. *Tectonics* 29: TC4002.
- Ducea, M.N.; Bergantz, G.W.; Crowley, J.L.; Otamendi, J.E. 2017. Ultrafast magmatic buildup and diversification to produce continental crust during subduction. *Geology*: G38726.1.
- Finney, S.C. 2007. The parautochthonous Gondwanan origin of the Cuyania (greater Precordillera) terrane of Argentina: A re-evaluation of evidence used to support an allochthonous Laurentian origin. *Geologica Acta* 5: 127-158.
- Galindo, C.; Casquet, C.; Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Baldo, E.G.; Saavedra, J. 2004. Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from the Western Sierras Pampeanas of Argentina: Tectonic implications. *Precambrian Research* 131: 55-71.
- Gallien, F.; Mogessie, A.; Bjerg, E.; Delpino, S.; Castro de Machuca, B.; Thöni, M.; Klötzli, U. 2010. Timing and rate of granulite facies metamorphism and cooling from multi-mineral chronology on migmatitic gneisses, Sierras de La Huerta and Valle Fértil, NW Argentina. *Lithos* 114: 229-252.
- Gallien, F.; Mogessie, A.; Hauzenberger, C.A.; Bjerg, E.; Delpino, S.; Castro de Machuca, B. 2012. On the origin of multi-layer coronas between olivine and plagioclase at the gabbro-granulite transition, Valle Fértil-La Huerta Ranges, San Juan Province, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology* 30: 281-302.
- Garber, J.M.; Roeske, S.M.; Warren, J.; Mulcahy, S.R.; McClelland, W.C.; Austin, L.J.; Renne, P.R.; Vujovich, G.I. 2014. Crustal shortening, exhumation, and strain localization in a collisional orogen: The Bajo Pequeño Shear Zone, Sierra de Pie de Palo, Argentina. *Tectonics* 33: 1277-1303.
- Hauzenberger, C.A.; Mogessie, A.; Hoinkes, G.; Felfernig, A.; Bjerg, E.A.; Kostadinoff, J.; Delpino, S.; Dimieri, L. 2001. Metamorphic evolution of the Sierras de San Luis, Argentina: Granulite facies metamorphism related to mafic intrusions. *Mineralogy and Petrology* 71: 95-126.

- Herron, M.M. 1988. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58: 820-829.
- Holland, T.J.B.; Powell, R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 309-343.
- Holland, T.; Powell, R. 2003. Activity-compositions relations for phases in petrological calculations: An asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145: 492-501.
- Holland, T.J.B.; Baker, J.M.; Powell, R. 1998. Mixing properties and activity-composition relationships of chlorite in the system $\text{MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *European Journal of Mineralogy* 10: 395-406.
- Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Larrovere, M.A.; de los Hoyos, C.R.; Toselli, A.J.; Rossi, J.N.; Basei, M.A.S.; Belmar, M.E. 2011. High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: Characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt. *Journal of South American Earth Sciences* 31: 279-297.
- Lucassen, F.; Becchio, R. 2003. Timing of high-grade metamorphism: Early Palaeozoic U-Pb formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions at the western margin of Gondwana (Argentina, 26-29°S). *Journal of Metamorphic Geology* 21: 649-662.
- Mahar, E.M.; Beker, J.M.; Powell, R.; Holland, T.J.B.; Howell, N. 1997. The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *Journal of Metamorphic Geology* 15: 223-238.
- Malavieille, J.; Trullenque, G. 2009. Consequences of continental subduction on forearc basin and accretionary wedge deformation in SE Taiwan: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics* 466: 377-394.
- Matzel, J.E.P.; Bowring, S.A.; Miller, R.B. 2004. Protolith age of the Swakane Gneiss, North Cascades, Washington: Evidence of rapid underthrusting of sediments beneath an arc. *Tectonics* 23: 1-18.
- McDonough, M.R.; Ramos, V.A.; Isachsen, C.E.; Bowring, S.A.; Vujovich, G.I. 1993. Edades preliminares de circones del basamento de la Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan: sus implicancias para el supercontinente proterozoico de Rodinia. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 12 y *Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, No. 2: 340-342. Mendoza.
- Morata, D.; Castro de Machuca, B.; Arancibia, G.; Pontoriero, S.; Fanning, C.M. 2010. Peraluminous Grenvillian TTG in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina: Petrology, geochronology, geochemistry and petrogenetic implications. *Precambrian Research* 177: 308-322.
- Mulcahy, S.R.; Roeske, S.M.; McClelland, W.C.; Nomade, S.; Renne, P.R. 2007. Cambrian initiation of the Las Pirquitas thrust of the western Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the tectonic evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology* 35: 443-446.
- Mulcahy, S.R.; Roeske, S.M.; McClelland, W.C.; Jourdan, F.; Iriondo, A.; Renne, P.R.; Vervoort, J.D.; Vujovich, G.I. 2011. Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: The Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina. *Tectonics* 30.
- Mulcahy, S.R.; Roeske, S.M.; McClelland, W.C.; Ellis, J.R.; Jourdan, F.; Renne, P.R.; Vervoort, J.D.; Vujovich, G.I. 2014. Multiple migmatite events and cooling from granulite facies metamorphism within the Famatina arc margin of northwest Argentina. *Tectonics* 33: 1-25.
- Murra, J.A.; Baldo, E.G. 2006. Evolución tectonotermal ordovícica del borde occidental del arco magmático Famatiniano: metamorfismo de las rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de la Huerta-de Las Imanas (Sierras Pampeanas, Argentina). *Revista Geológica de Chile* 33 (2): 277-298. doi: 10.5027/andgeoV33n2-a04.
- Naipauer, M.; Vujovich, G.I.; Cingolani, C.A.; McClelland, W.C. 2010. Detrital zircon analysis from the Neoproterozoic-Cambrian sedimentary cover (Cuyania terrane), Sierra de Pie de Palo, Argentina: Evidence of a rift and passive margin system? *Journal of South American Earth Sciences* 29: 306-326.
- Nicollet, C. 2013. *Métamorphisme et Géodynamique*. Dunod, 288 p. París.
- Otamendi, J.E.; Tibaldi, A.M.; Vujovich, G.I.; Viñao, G.A. 2008. Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil-La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 313-335.
- Otamendi, J.E.; Ducea, M.N.; Cristofolini, E.A.; Tibaldi, A.M.; Camilletti, G.C.; Bergantz, G.W. 2017. *Journal of South American Earth Sciences* U-Pb ages and Hf isotope compositions of zircons in plutonic rocks from the central Famatinian arc, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 76: 412-426.
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W. 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. In *The proto-*

- Andean margin of Gondwana (Pankhurst, R.J.; Rapela, W.C.; editors), Geological Society, Special Publications 142: 1-9. London.
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Saavedra, J.; Baldo, E.G.; Dahlquist, J.A.; Pascua, I.; Fanning, C.M. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early-to-Middle Ordovician continental arc on the Gondwana margin. *In* The proto-Andean margin of Gondwana (Pankhurst, R.J.; Rapela, W.C.; editors), Geological Society, Special Publications 142: 343-367.
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 91: 151-168.
- Powell, R.; Holland, T.J.B. 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology* 6: 173-204.
- Powell, R.; Holland, T. 1999. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: Activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas. *American Mineralogist* 84: 1-14.
- Powell, R.; Holland, T.J.B. 2008. On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology* 26: 155-179.
- Ramacciotti, C.D. 2016. Petrología, geoquímica y geocronología del sector sureste de la Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina (Unpublished) Ph.D. Thesis, Universidad Nacional de Córdoba: 204 p.
- Ramacciotti, C.D.; Baldo, E.G.; Casquet, C. 2014. El magmatismo máfico en el sector sureste de la Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina: implicancias geotectónicas. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 19: S21-49. Córdoba.
- Ramacciotti, C.D.; Baldo, E.G.; Casquet, C. 2015a. U-Pb SHRIMP detrital zircon ages from the Neoproterozoic Difunta Correa Metasedimentary Sequence (Western Sierras Pampeanas, Argentina): Provenance and paleogeographic implications. *Precambrian Research* 270: 39-49.
- Ramacciotti, C.D.; Casquet, C.; Baldo, E.G.; Galindo, C. 2015b. The Difunta Correa metasedimentary sequence (NW Argentina): Relict of a Neoproterozoic platform? - Elemental and Sr-Nd isotope evidence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32: 395-414.
- Ramacciotti, C.D.; Casquet, C.; Baldo, E.G. 2017. Edades U-Pb SHRIMP en circones de granitos peraluminosos de la Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 20: 99-100. Tucumán.
- Ramacciotti, C.D.; Casquet, C.; Baldo, E.G.; Galindo, C.; Pankhurst, R.J.; Verdecchia, S.O.; Rapela, C.W.; Fanning, C.M. 2018. A Cambrian mixed carbonate-siliciclastic platform in SW Gondwana: evidence from the Western Sierras Pampeanas (Argentina) and implications for the early Paleozoic paleogeography of the proto-Andean margin. *International Journal of Earth Sciences* 107: 2605-2625.
- Ramos, V.A. 2004. Cuyania, an Exotic Block to Gondwana: Review of a Historical Success and the Present Problems. *Gondwana Research* 7: 1009-1026.
- Ramos, V.A. 2018. The Famatinian orogen along the protomargin of Western Gondwana: Evidence for a nearly continuous Ordovician magmatic arc between Venezuela and Argentina. *In* The Evolution of the Chilean-Argentinian Andes (Folguera, A.; Contreras-Reyes, E.; Heredia, N.; Encinas, A.; Iannelli, S.B.; Oliveros, V.; Dávila, F.M.; Collo, G.; Giambiagi, L.; Maksymowicz, A.; Iglesia Llanos, M.P.; Turienzo, M.; Naipauer, N.; Orts, D.; Litvak, V.D.; Álvarez O.; Arriagada, C.; editors) Springer Earth System Sciences: 154-183.
- Ramos, V.A.; Dallmeyer, R.D.; Vujovich, G.I. 1998. Time constraints on the Early Paleozoic docking of the Precordillera, central Argentina. *In* Geological Society, London (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; editors). Special Publications 142: 143-158.
- Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Casquet, C.; Fanning, C.M.; Galindo, C.; Baldo, E.G. 2005. Datación U-Pb SHRIMP de circones detríticos en parafibrolitas neoproterozoicas de la secuencia Difunta Correa (Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina). *Geogaceta* 38: 227-230.
- Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Casquet, C.; Baldo, E.G.; Galindo, C.; Fanning, C.M.; Dahlquist, J.A. 2010. The Western Sierras Pampeanas: Protracted Grenville-age history (1330-1030 Ma) of intra-oceanic arcs, subduction-accretion at continental-edge and AMCG intraplate magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 105-127.
- Rapela, C.W.; Verdecchia, S.O.; Casquet, C.; Pankhurst, R.J.; Baldo, E.G.; Galindo, C.; Murra, J.A.; Dahlquist, J.A.; Fanning, C.M. 2016. Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: Paleogeographic and tectonic implications. *Gondwana Research* 32: 193-212.
- Seia, L.E. 1996. Las metamorfitas del sector sur y sureste de la Sierra de Pie de Palo (San Juan - Argentina).

- Ph.D. Thesis (Unpublished), Universidad Nacional de Córdoba: 105 p.
- Standley, C.E.; Harris, R. 2009. Tectonic evolution of forearc nappes of the active Banda arc-continent collision: Origin, age, metamorphic history and structure of the Lolotoi Complex, East Timor. *Tectonophysics* 479: 66-94.
- Steenken, A.; Siegesmund, S.; López de Luchi, M.G.; Frei, R.; Wemmer, K. 2006. Neoproterozoic to Early Palaeozoic events in the Sierra de San Luis: implications for the Famatinian geodynamics in the Eastern Sierras Pampeanas (Argentina). *Journal of the Geological Society* 163: 965-982.
- Stüwe, K. 1997. Effective bulk composition changes due to cooling: a model predicting complexities in retrograde reaction textures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 129: 43-52.
- Thomas, W.A.; Astini, R.A. 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: A review. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 67-79.
- Tibaldi, A.M.; Álvarez-Valero, A.M.; Otamendi, J.E.; Cristofolini, E.A. 2011. Formation of paired pelitic and gabbroic migmatites: An empirical investigation of the consistency of geothermometers, geobarometers, and pseudosections. *Lithos* 122: 57-75.
- Tibaldi, A.M.; Otamendi, J.E.; Cristofolini, E.A.; Baliani, I.; Walker, B.A.; Bergantz, G.W. 2013. Reconstruction of the Early Ordovician Famatinian arc through thermobarometry in lower and middle crustal exposures, Sierra de Valle Fértil, Argentina. *Tectonophysics* 589: 151-166.
- van Staal, C.R.; Vujovich, G.I.; Currie, K.L.; Naipauer, M. 2011. An Alpine-style Ordovician collision complex in the Sierra de Pie de Palo, Argentina: Record of subduction of Cuyania beneath the Famatina arc. *Journal of Structural Geology* 33: 343-361.
- Vujovich, G.I.; Kay, S.M. 1998. A Laurentian? Grenville-age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *In* The proto-Andean margin of Gondwana (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; editors), Geological Society, Special Publication 142: 159-179. London.
- Vujovich, G.I.; van Staal, C.R.; Davis, W. 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research* 7: 1041-1056.
- White, R.W.; Pomroy, N.E.; Powell, R. 2005. An in situ metatexite-diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 23: 579-602.
- White, R.W.; Powell, R.; Holland, T.J.B. 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology* 25: 511-527.
- Whitney, D.L.; Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.

Tabla Suplementaria

Muestra SPP-27002: Granate (Grt)																						
Análisis	Ubica- ción	% Peso								apfu (24 oxígenos)									Miembros finales			
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Si	Ti	Al	Cr	*Fe _{tot}	Mn	Mg	Ca	Sum.	Xalm	Xspss	Xgro	Xpy
Grt incluido en St																						
Grt 6		36,65	0,08	21,63	0,02	34,49	1,68	2,15	3,20	5,92	0,01	4,12	0,00	4,66	0,23	0,52	0,55	16,01	0,78	0,04	0,09	0,09
Grt 8		36,32	0,07	21,64	0,03	33,73	1,21	2,37	4,46	5,87	0,01	4,12	0,00	4,56	0,17	0,57	0,77	16,06	0,75	0,03	0,13	0,09
Grt 9		36,79	0,07	21,78	0,01	34,85	1,71	2,32	2,86	5,92	0,01	4,13	0,00	4,69	0,23	0,56	0,49	16,01	0,79	0,04	0,08	0,09
Grt 10		36,63	0,04	21,75	0,03	34,31	1,90	2,17	2,87	5,92	0,00	4,14	0,00	4,64	0,26	0,52	0,50	16,00	0,78	0,04	0,08	0,09
Grt 11		36,76	0,05	21,82	0,02	34,69	1,72	2,07	3,25	5,91	0,01	4,14	0,00	4,67	0,23	0,50	0,56	16,01	0,78	0,04	0,09	0,08
Grt 12		36,53	0,02	21,42	-0,00	33,93	1,61	2,18	3,41	5,94	0,00	4,10	-0,00	4,61	0,22	0,53	0,59	16,01	0,77	0,04	0,10	0,09
Grt 13		36,66	0,04	21,71	-0,00	34,13	1,68	2,20	3,38	5,92	0,00	4,13	-0,00	4,61	0,23	0,53	0,58	16,01	0,77	0,04	0,10	0,09
Grt 14		36,51	0,07	21,52	0,05	34,19	1,67	2,14	3,04	5,93	0,01	4,12	0,01	4,65	0,23	0,52	0,53	15,99	0,78	0,04	0,09	0,09
Grt 15		36,52	0,01	21,71	0,00	34,62	1,66	2,02	3,09	5,92	0,00	4,15	-0,00	4,69	0,23	0,49	0,54	16,01	0,79	0,04	0,09	0,08
Grt 16		36,49	0,03	21,50	0,00	34,37	1,82	2,12	3,08	5,93	0,00	4,12	-0,00	4,67	0,25	0,51	0,54	16,01	0,78	0,04	0,09	0,09
Grt 17		36,98	0,02	21,98	0,01	33,63	1,00	2,49	3,94	5,93	0,00	4,15	0,00	4,51	0,14	0,60	0,68	15,99	0,76	0,02	0,11	0,10
Perfil A: Grt1 - Grt2																						
Grt 18	borde Grt1	36,07	0,05	21,40	0,00	34,64	0,82	2,40	3,32	5,90	0,01	4,12	-0,00	4,73	0,11	0,59	0,58	16,04	0,79	0,02	0,10	0,10
Grt 20		36,79	0,01	21,81	0,00	34,45	2,09	1,73	3,07	5,94	0,00	4,15	0,00	4,65	0,29	0,42	0,53	15,98	0,79	0,05	0,09	0,07
Grt 21		36,34	0,10	21,79	0,02	33,36	3,42	1,39	3,42	5,90	0,01	4,17	0,00	4,53	0,47	0,34	0,59	16,01	0,76	0,08	0,10	0,06
Grt 22		36,48	0,03	21,51	0,03	32,56	4,99	1,17	3,48	5,92	0,00	4,11	0,00	4,42	0,68	0,28	0,60	16,02	0,74	0,11	0,10	0,05
Grt 23		36,47	0,00	21,71	0,01	31,90	5,38	1,11	3,77	5,90	-0,00	4,14	0,00	4,31	0,74	0,27	0,65	16,03	0,72	0,12	0,11	0,04
Grt 24	núcleo Grt1	36,32	0,10	21,84	0,02	31,09	5,78	1,13	3,74	5,88	0,01	4,17	0,00	4,21	0,79	0,27	0,65	16,01	0,71	0,13	0,11	0,05
Grt 25		36,37	0,06	21,58	0,01	31,03	5,87	1,08	3,79	5,91	0,01	4,13	0,00	4,22	0,81	0,26	0,66	16,01	0,71	0,14	0,11	0,04
Grt 26		36,19	0,03	21,67	-0,00	32,39	4,67	1,17	3,73	5,88	0,00	4,15	-0,00	4,40	0,64	0,28	0,65	16,03	0,74	0,11	0,11	0,05
Grt 27		36,36	0,04	21,54	0,03	33,09	3,90	1,39	3,44	5,91	0,01	4,13	0,00	4,50	0,54	0,34	0,60	16,02	0,75	0,09	0,10	0,06
Grt 28		36,31	0,02	21,76	-0,00	33,73	2,21	1,91	3,24	5,91	0,00	4,17	-0,00	4,59	0,30	0,46	0,56	16,00	0,78	0,05	0,10	0,08
Grt 29		36,44	0,03	21,86	0,04	35,12	1,65	1,99	3,06	5,88	0,00	4,16	0,00	4,74	0,22	0,48	0,53	16,03	0,79	0,04	0,09	0,08

Muestra SPP-27002: Estauroлита (St)																												
% Peso													apfu (46 oxígenos)															
Análisis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	ZnO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Zn	Na	K	Sum.	Xfe(Fe ²⁺ / Fe ²⁺ Mg ²⁺)	Xmg		
st-105	27,73	0,49	55,77	0,02	13,42	0,03	1,98	0,00	0,16	0,00	0,00	99,57	7,54	0,10	17,88	0,00	3,05	0,01	0,80	0,00	0,03	0,00	0,00	29,41	0,79	0,21		
st-106	26,41	0,41	56,05	0,01	13,19	0,01	1,89	0,00	0,18	-0,00	0,02	98,17	7,30	0,09	18,25	0,00	3,05	0,00	0,78	0,00	0,04	0,00	0,01	29,50	0,80	0,20		
st-107	26,77	0,39	56,38	-0,00	13,37	-0,02	1,92	0,00	0,21	0,01	-0,00	99,02	7,33	0,08	18,20	-0,00	3,06	0,00	0,78	0,00	0,04	0,00	-0,00	29,49	0,80	0,20		
st-108	26,38	0,45	56,38	0,00	13,67	0,03	1,87	0,01	0,18	-0,00	0,00	98,97	7,24	0,09	18,25	0,00	3,14	0,01	0,77	0,00	0,04	0,00	0,00	29,54	0,80	0,20		
st-109	26,93	0,46	56,33	0,01	13,53	0,04	1,98	0,02	0,15	0,02	0,00	99,44	7,35	0,09	18,11	0,00	3,09	0,01	0,81	0,01	0,03	0,01	0,00	29,50	0,79	0,21		
st-110	26,90	0,46	54,91	0,04	13,56	-0,00	2,00	0,00	0,17	0,01	0,00	98,03	7,45	0,10	17,93	0,01	3,14	0,00	0,82	0,00	0,03	0,00	0,00	29,48	0,79	0,21		
st-111	26,57	0,42	55,90	0,06	13,48	0,03	1,88	0,01	0,19	0,02	0,02	98,57	7,32	0,09	18,15	0,01	3,11	0,01	0,77	0,00	0,04	0,01	0,01	29,52	0,80	0,20		
st-112	26,73	0,41	56,36	0,00	13,39	0,01	1,92	0,00	0,13	0,00	0,04	98,98	7,32	0,08	18,20	0,00	3,07	0,00	0,79	0,00	0,03	0,00	0,01	29,50	0,80	0,20		
st-113	26,75	0,44	56,00	0,02	13,60	0,05	2,00	0,00	0,18	0,00	-0,00	99,00	7,34	0,09	18,11	0,00	3,12	0,01	0,82	0,00	0,04	0,00	0,00	29,51	0,79	0,21		
st-114	26,93	0,48	54,55	-0,00	13,43	0,03	1,92	0,00	0,18	0,00	0,02	97,52	7,50	0,10	17,90	-0,00	3,13	0,01	0,79	0,00	0,04	0,00	0,01	29,46	0,80	0,20		
st-115	26,20	0,46	55,62	0,01	13,60	0,06	1,84	0,00	0,22	0,03	0,02	98,05	7,27	0,10	18,19	0,00	3,15	0,01	0,76	0,00	0,04	0,02	0,01	29,55	0,81	0,19		
st-116	26,59	0,42	55,87	0,00	13,38	0,03	1,90	0,00	0,21	0,00	0,01	98,34	7,34	0,09	18,17	0,00	3,09	0,01	0,78	0,00	0,04	0,00	0,00	29,49	0,80	0,20		
st-117	26,48	0,40	56,12	0,02	13,50	0,02	1,97	0,00	0,21	0,01	0,00	98,69	7,29	0,08	18,20	0,00	3,11	0,00	0,81	0,00	0,04	0,00	0,00	29,53	0,79	0,21		
st-118	26,74	0,46	56,18	0,02	13,60	0,06	2,03	0,00	0,18	0,02	0,00	99,28	7,32	0,09	18,12	0,00	3,11	0,01	0,83	0,00	0,04	0,01	0,00	29,53	0,79	0,21		
st-119	27,14	0,38	56,46	-0,00	13,53	0,06	1,98	0,00	0,11	0,01	0,01	99,65	7,38	0,08	18,11	0,00	3,08	0,01	0,80	0,00	0,02	0,00	0,00	29,49	0,79	0,21		
st-120	26,64	0,38	53,80	0,01	13,32	0,06	1,86	0,01	0,14	0,00	0,00	96,18	7,52	0,08	17,89	0,00	3,14	0,01	0,78	0,00	0,03	0,00	0,00	29,45	0,80	0,20		
st-121	27,08	0,41	55,97	0,00	13,62	0,02	1,84	0,00	0,19	0,01	0,00	99,10	7,42	0,08	18,06	0,00	3,12	0,00	0,75	0,00	0,04	0,01	0,00	29,47	0,81	0,19		
st-122	26,84	0,38	55,66	0,03	13,39	0,04	1,87	0,00	0,24	0,00	0,00	98,41	7,40	0,08	18,09	0,01	3,09	0,01	0,77	0,00	0,05	0,00	0,00	29,47	0,80	0,20		
st-123	28,92	0,54	59,20	0,03	13,52	0,07	2,03	0,00	0,11	0,01	0,00	104,40	7,48	0,10	18,05	0,01	2,92	0,01	0,78	0,00	0,02	0,00	0,00	29,39	0,79	0,21		
st-124	26,58	0,47	55,71	0,01	13,55	0,07	1,87	0,00	0,24	0,00	0,00	98,46	7,34	0,10	18,12	0,00	3,13	0,02	0,77	0,00	0,05	0,00	0,00	29,50	0,80	0,20		
st-125	26,88	0,46	55,75	0,03	13,52	0,03	1,89	0,00	0,19	0,00	0,01	98,74	7,39	0,10	18,07	0,01	3,11	0,01	0,77	0,00	0,04	0,00	0,00	29,48	0,80	0,20		
st-126	26,64	0,39	56,58	0,01	13,63	0,05	1,85	0,00	0,23	0,02	0,01	99,40	7,28	0,08	18,23	0,00	3,12	0,01	0,75	0,00	0,05	0,01	0,00	29,53	0,81	0,19		
st-127	26,98	0,40	56,09	0,00	13,51	0,05	1,87	0,00	0,15	-0,00	0,00	99,02	7,39	0,08	18,11	0,00	3,09	0,01	0,76	0,00	0,03	0,00	0,00	29,47	0,80	0,20		
st-128	27,18	0,38	56,06	-0,00	13,65	0,02	1,88	0,00	0,20	0,01	0,02	99,38	7,42	0,08	18,04	0,00	3,12	0,01	0,76	0,00	0,04	0,00	0,01	29,48	0,80	0,20		
st-129	26,67	0,43	53,95	0,03	13,35	0,03	1,86	0,01	0,17	0,02	0,00	96,49	7,50	0,09	17,89	0,01	3,14	0,01	0,78	0,00	0,03	0,01	0,00	29,46	0,80	0,20		
st-130	26,83	0,47	55,09	0,02	13,64	0,00	1,91	0,01	0,19	0,02	0,02	98,21	7,42	0,10	17,97	0,00	3,16	0,00	0,79	0,00	0,04	0,01	0,01	29,50	0,80	0,20		
st-131	27,20	0,50	54,71	0,02	13,41	0,03	1,87	0,02	0,15	0,04	0,00	97,91	7,53	0,10	17,86	0,00	3,11	0,01	0,77	0,00	0,03	0,02	0,00	29,43	0,80	0,20		
st-132	26,56	0,52	56,03	0,03	13,60	0,04	1,84	0,01	0,18	0,00	0,01	98,82	7,30	0,11	18,16	0,01	3,13	0,01	0,75	0,00	0,04	0,00	0,00	29,51	0,81	0,19		
st-133	27,12	0,66	52,78	0,02	13,26	0,03	1,88	0,00	0,19	0,00	0,01	95,91	7,67	0,14	17,60	0,00	3,14	0,01	0,79	0,00	0,04	0,00	0,00	29,38	0,80	0,20		
st-134	27,09	0,57	55,49	0,02	13,54	-0,01	1,85	-0,00	0,22	0,01	0,03	98,80	7,44	0,12	17,97	0,00	3,11	-0,00	0,76	-0,00	0,04	0,00	0,01	29,46	0,80	0,20		
st-135	26,63	0,58	57,17	0,02	13,64	0,02	1,96	-0,00	0,18	0,01	0,00	100,21	7,22	0,12	18,26	0,00	3,09	0,00	0,79	-0,00	0,04	0,00	0,00	29,53	0,80	0,20		
st-136	26,88	0,46	55,95	0,00	13,54	0,02	1,98	-0,00	0,20	0,01	0,00	99,02	7,37	0,10	18,08	-0,00	3,10	0,01	0,81	0,00	0,04	0,01	0,00	29,50	0,79	0,21		
st-137	27,06	0,42	56,02	0,02	13,51	0,04	2,02	0,00	0,20	0,01	0,01	99,27	7,40	0,09	18,05	0,00	3,09	0,01	0,82	0,00	0,04	0,00	0,00	29,49	0,79	0,21		
st-138	26,36	0,53	56,52	0,04	13,73	0,03	1,92	0,00	0,17	0,00	-0,00	99,27	7,22	0,11	18,24	0,01	3,14	0,01	0,78	0,00	0,04	0,00	0,00	29,54	0,80	0,20		
st-139	26,85	0,40	55,45	0,01	13,64	0,09	1,87	0,00	0,15	0,00	0,00	98,41	7,41	0,08	18,04	0,00	3,15	0,02	0,77	0,00	0,03	0,00	0,00	29,48				

Muestra SPP-27002: Biotita (Bt)								
Análisis	36	37	158	160	161	162	163	164
Ubicación	matriz	Bt en St	matriz	matriz	contacto c/St	contacto c/St	contacto c/Grt	contacto c/Grt
% Peso								
SiO ₂	35,45	34,68	35,53	34,80	35,66	35,24	35,13	36,20
TiO ₂	1,91	1,82	1,84	1,65	1,94	1,81	1,88	1,76
Al ₂ O ₃	19,22	19,87	20,10	20,09	19,19	19,71	19,91	19,27
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00
FeO	16,79	18,33	16,69	16,32	16,94	16,87	16,68	16,43
MnO	-0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,03
MgO	11,85	10,72	12,27	12,18	12,05	11,90	11,79	12,09
CaO	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02
ZnO	0,04	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,25	0,31	0,32	0,30	0,33	0,31	0,33	0,28
K ₂ O	8,56	8,74	8,90	8,66	8,60	8,65	8,68	8,54
F	0,35	0,30	0,35	0,27	0,36	0,35	0,28	0,23
Cl	0,01	0,01	0,00	-0,01	0,03	0,02	0,03	0,01
Total	94,30	94,66	95,80	94,21	94,95	94,71	94,57	94,73
apfu (22 oxígenos)								
Si	5,35	5,27	5,28	5,25	5,35	5,30	5,29	5,42
Ti	0,22	0,21	0,21	0,19	0,22	0,20	0,21	0,20
Al	3,42	3,56	3,52	3,58	3,39	3,49	3,53	3,40
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	2,12	2,33	2,07	2,06	2,12	2,12	2,10	2,06
Mn	-0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	2,67	2,43	2,72	2,74	2,69	2,67	2,65	2,70
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,07	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09	0,10	0,08
K	1,65	1,69	1,69	1,67	1,65	1,66	1,67	1,63
F	0,17	0,14	0,16	0,13	0,17	0,17	0,13	0,11
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Sum.	15,50	15,57	15,56	15,58	15,52	15,54	15,54	15,49
Xfe	0,44	0,49	0,43	0,43	0,44	0,44	0,44	0,43
Xmg	0,56	0,51	0,57	0,57	0,56	0,56	0,56	0,57

Plagioclase		Muscovite			Óxido	Límite de detección (%Peso)
Muestra SPP-27002		Muestra SPP-27002				
Análisis	PI-156	Análisis	Ms 33	Ms-165		
% Peso		% Peso				
SiO ₂	72,95	SiO ₂	46,15	46,83	SiO ₂	0,05
TiO ₂	0,00	TiO ₂	0,27	0,33	TiO ₂	0,05
Al ₂ O ₃	17,44	Al ₂ O ₃	35,48	35,13	Al ₂ O ₃	0,02
FeO	0,13	Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	FeO	0,05
MnO	0,00	FeO	1,22	1,63	Fe ₂ O ₃	-
MgO	-0,00	MnO	0,00	0,00	MnO	0,05
CaO	5,45	MgO	1,12	1,17	MgO	0,02
BaO	0,00	CaO	-0,00	0,03	CaO	0,02
SrO	0,06	Na ₂ O	1,24	1,12	Na ₂ O	0,02
Na ₂ O	4,11	K ₂ O	9,20	9,22	K ₂ O	0,02
K ₂ O	0,01	F	0,00	0,10	ZnO	0,07
Total	100,08	Cl	0,00	0,01	F	0,05
apfu (32 oxígenos)		Total	94,58	95,47	Cl	0,01
Si	12,51	apfu (22 oxígenos)			Cr ₂ O ₃	0,09
Ti	0,00	Si	6,16	6,19	P ₂ O ₃	0,05
Al	3,52	Ti	0,03	0,03	BaO	0,04
Fe ²⁺	0,02	Al	5,58	5,47	SrO	0,08
Mn	0,00	Cr	0,00	0,00	V ₂ O ₃	0,09
Mg	-0,00	Fe ²⁺	0,14	0,18		
Ca	1,00	Mn	0,00	0,00		
Ba	0,00	Mg	0,22	0,23		
Sr	0,01	Ca	-0,00	0,00		
Na	1,37	Na	0,32	0,29		
K	0,00	K	1,56	1,55		
Sum.	18,42	F	0,00	0,04		
Ab	0,58	Cl	0,00	0,00		
An	0,42	Sum.	14,00	13,94		
Or	0,00	Xfe	0,38	0,44		
		Xmg	0,62	0,56		